



# Estimation des paramètres atmosphériques par GPS: analyse de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau

Mathieu Reverdy

## ► To cite this version:

Mathieu Reverdy. Estimation des paramètres atmosphériques par GPS: analyse de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2008. Français. NNT: 2008CLF21903 . tel-00731533

**HAL Id: tel-00731533**

**<https://theses.hal.science/tel-00731533>**

Submitted on 13 Sep 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'Ordre : 1903

**UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL**

U.F.R Sciences et Technologies

**ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES**

N° 598

## **THÈSE**

présentée pour obtenir le grade de

**DOCTEUR D'UNIVERSITÉ**

*Spécialité: Physique de l'Atmosphère*

Par **REVERDY Mathieu**

Master télédétection

***Estimation des paramètres atmosphériques par GPS: analyse  
de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau.***

Soutenue publiquement le 17 décembre 2008, devant la commission d'examen.

Pierre Briole

Rapporteur

Jean-Luc Caccia

Rapporteur

René Warnant

Examineur

Wolfram Wobrock

Président du jury, examinateur

Joël Van Baelen

Directeur de Thèse

Andrea Walpersdorf

Co-directeur de Thèse



N° d'Ordre : 1903

**UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL**

U.F.R Sciences et Technologies

**ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES**

N° 598

## **THÈSE**

présentée pour obtenir le grade de

**DOCTEUR D'UNIVERSITÉ**

*Spécialité: Physique de l'Atmosphère*

Par **REVERDY Mathieu**

Master télédétection

***Estimation des paramètres atmosphériques par GPS: analyse  
de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau.***

Soutenue publiquement le 17 décembre 2008, devant la commission d'examen.

Pierre Briole

Rapporteur

Jean-Luc Caccia

Rapporteur

René Warnant

Examineur

Wolfram Wobrock

Président du jury, examinateur

Joël Van Baelen

Directeur de Thèse

Andrea Walpersdorf

Co-directeur de Thèse



## Résumé

La vapeur d'eau atmosphérique joue un rôle important dans les processus météorologiques. Toutefois, sa variabilité spatio-temporelle a été un frein à son étude jusque dans les années 90. A partir de cette date, des chercheurs ont pu mettre en évidence le potentiel du GPS (Global Positioning System) comme instrument pouvant étudier l'humidité. Les résultats obtenus peuvent être de deux types. Une distribution 2D de l'humidité grâce aux valeurs intégrées au-dessus d'un réseau de station GPS ou une distribution 3D de la densité de vapeur d'eau au moyen de logiciel tomographique. Dans un premier temps, ce travail de thèse présente le développement, les tests et la validation d'un logiciel de tomographie troposphérique GPS développé au sein du Laboratoire de météorologie physique pour la communauté scientifique GPS. Ce logiciel fonctionne grâce au seul apport des données GPS brutes (type rinex) ainsi que des fichiers météorologiques au sol. Aucune contrainte externe n'est nécessaire afin de retrouver la distribution 3D de la densité de vapeur d'eau. Ce travail présente dans un second temps l'application opérationnelle de ce logiciel à travers trois campagnes de mesures. Les premiers résultats tomographiques concernent la campagne OHMCV (Observatoire Hydrométéorologique des Cévennes-Vivaraïs) qui a eu lieu à l'automne 2002 dans le sud de la France. Les seconds résultats tomographiques concernent le réseau GPS permanent de l'IRMB (Institut Royal Météorologique de Belgique) à travers différents cas de l'année 2005. Enfin, les troisièmes résultats tomographiques concernent la campagne COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) qui a eu lieu pendant l'été 2007 en Europe. Les différents résultats tomographiques ont fait l'objet d'une comparaison avec des données provenant de plusieurs radars météorologiques afin de mieux appréhender le rôle de la vapeur d'eau comme précurseur de l'initiation convective.

## Abstract

The atmospheric water vapor plays an important role in meteorological processes. However, its spatial and temporal variability has been a brake on its study up to the 90s. From then on, researchers were able to highlight the potential of GPS (Global Positioning System) as an instrument to study the humidity. Two different results can be found. A 2D distribution of humidity through integrated values over a GPS network or a 3D distribution of the density of water vapor through tomographic GPS software. First, this thesis explains the development, the tests and the validation of our GPS tomographic software developed in the Laboratory for meteorological physics (LaMP, France) dedicated to the scientific GPS community. This software uses only GPS data from rinex files and complementary files from ground meteorological data. No external constraints are used in order to retrieve the 3D repartition of water vapor density. Then, this thesis presents operational applications of the software through three GPS campaigns. The first tomographic results concern OHMCV (Observatoire Hydrométéorologique des Cévennes-Vivaraïs) GPS campaign which took place in autumn 2002 in southern France. The second tomographic results concern the permanent GPS network of IRMB (Royal Meteorological Institute of Belgium) through various cases in 2005. Finally, the third tomographic results concern COPS campaign (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) which took place during the summer of 2007 in Europe. All those tomographic results have been compared with reflectivity data from several weather radar to better understand the role of water vapor as a precursor of convective initiation.

# TABLE DES MATIÈRES

<b>Résumé</b>	1
<b>Introduction</b>	5
<b>Partie I: <u>Théorie de la tomographie atmosphérique par GPS et des systèmes radars</u></b>	7
<b>Chapitre I: Le problème inverse</b>	8
I-1-Principe général	8
I-1-a-Description	8
I-1-b-Modes de résolution	11
I-1-c-Tomographie GPS	24
I-2-Équations	27
I-2-a-Matrice de variance/covariance	28
I-2-b-Initialisation	31
I-2-c-Autres termes	32
I-2-d-Filtre de Kalman	34
<b>Chapitre II: Préparation de la tomographie</b>	35
II-1-Données brutes : sorties GPS	35
II-1-a-Fichier rinex	36
II-1-b-Traitement GPS. Package GAMIT	38
II-1-b-i-Fichier ofile (ZTD+gradient)	39
II-1-b-ii-Fichier DPH	40
II-2-Données complémentaires : paramètres atmosphériques au sol	40
II-3-Calculs des paramètres atmosphériques	41
II-3-a-Premiers calculs atmosphériques	42
II-3-a-i-Calcul des ZHD	42
II-3-a-ii-Calcul des ZWD	44
II-3-b-Calculs de la distribution de la vapeur d'eau	45
II-3-b-i-Calcul des IWV	45

II-3-b-ii-Limitation des IWV	51
II-3-b-iii-Calcul des SIWV	52
<b>Chapitre III: Tests de sensibilité et validation</b>	57
III-1-Généralités	57
III-2-Initialisation / Dilution verticale	58
III-2-a-Initialisation	59
III-2-b-Dilution verticale	61
III-3-Initialisation par radiosondage	64
III-4-Géométrie du réseau et effets de bord	73
III-5-Taille ou nombre de voxels	78
III-6-Pondération entre valeurs initiales et données GPS	83
III-7-Filtre de Kalman	88
<b>Chapitre IV: Radars</b>	90
IV-1-Equations radar	90
IV-2-Radars utilisés dans ces travaux	98
IV-2-a-Radar de Bollène	99
IV-2-b-Radar de Wideumont	100
IV-2-c-Radar Poldirad et bande X	100
IV-3-Algorithmes de reconstruction	101
IV-3-a-Principe 4Linear	103
IV-3-b-Tests 4Linear	105
IV-3-c-Principe 8Average	108
IV-3-d-Tests 8Average	110
IV-4-Exemples théoriques	113
IV-5-Coupes verticales	115
IV-6-Pluviomètres	116
<b>Partie II: <u>Traitement de campagnes de mesures GPS. Résultats tomographiques et comparaison radar.</u></b>	118
<b>Chapitre V: Campagne OHMCV</b>	119

V-1-Description du réseau GPS	119
V-2-Présentation des cas d'études	121
V-2-a-Cas du 8 au 11 octobre 2002	122
V-2-b-Cas du 20 au 22 octobre 2002	125
V-2-c-Corrélation statistique entre IWV et réflectivité	127
V-3-Tomographie et comparaison radar. Interprétation météorologique	130
V-3-a-Cas du 8 au 11 octobre 2002	130
V-3-b-Cas du 20 au 22 octobre 2002	148
<b>Chapitre VI: Campagne IRMB</b>	156
VI-1-Description des réseaux GPS	156
VI-2-Comparaison GPS – radar et interprétation météorologique	160
VI-2-a-Présentation des cas d'études	160
VI-2-b-Cas du 29 juin 2005	161
VI-2-c-Cas du 19 octobre 2005	186
<b>Chapitre VII: Campagne COPS</b>	206
VII-1-Le réseau GPS pour COPS	206
VII-2-Présentation des cas d'études	209
VII-2-a-Cas des 1 et 2 juillet 2007	209
VII-2-b-Cas des 19 et 20 juillet 2007	210
VII-2-c-Cas des 12 et 13 août 2007	212
VII-3-Tomographie STD et comparaison radar. Interprétation météorologique	213
VII-3-a-Cas des 1 et 2 juillet 2007	213
VII-3-b-Cas des 19 et 20 juillet 2007	222
VII-3-c-Cas des 12 et 13 août 2007	237
<b>Conclusions et perspectives</b>	245
<b>Références</b>	252

## INTRODUCTION

La vapeur d'eau joue un rôle majeur dans les sciences atmosphériques, que ce soit au niveau de l'énergie et du bilan radiatif, de la formation et l'entretien de la convection, de la composition des nuages et de la chimie atmosphérique, etc... De plus, la vapeur d'eau atmosphérique présente une forte variabilité tant spatiale que temporelle. De nombreux systèmes existent déjà tels les radiosondages, les radiomètres, les lidars ou les mesures aéroportées afin d'étudier cette grandeur. Toutefois, les données fournies par ces systèmes atteignent rapidement certaines limites. En effet, certains instruments n'ont pas une résolution spatiale ou temporelle suffisante pour caractériser le champ de vapeur d'eau. D'autres ne peuvent être exploités que par beau temps ou dans des conditions atmosphériques spécifiques. Enfin, certains présentent un coût de mise en œuvre ou d'opération excessif. Afin d'étudier la répartition bi- et tridimensionnelle de la vapeur d'eau, le GPS (Global Positioning System) a été utilisé. Ce système permet par le biais du déploiement de stations GPS d'étudier l'humidité à moindre coût, par tout temps et de manière continue. De plus, il offre une résolution adéquate quant à l'étude de la vapeur d'eau par le biais des contenus intégrés au-dessus du réseau GPS ou par le biais de la tomographie. L'intérêt du GPS dans l'étude de l'atmosphère s'est avéré à la fin des années 90 [Rocken et al, 1995]. Le retard de propagation des ondes électromagnétiques lors de leurs passages dans l'atmosphère peut être utilisé à des fins scientifiques. En effet, des équations exposées dans ce manuscrit nous permettent de caractériser la contribution humide au retard de propagation. A l'heure actuelle, les satellites GPS opérationnels sont au nombre de 24 (+ 6 en réserve) répartis sur 6 plans orbitaux inclinés à  $55^\circ$  afin d'avoir une vision globale et permettent d'obtenir une information homogène à partir d'un réseau de stations GPS. A la fin des années 90, des études préliminaires ont montré l'intérêt de l'utilisation de ces données dans le cadre du développement de logiciel tomographique afin de retrouver le champ tridimensionnel de la densité de vapeur d'eau sur un domaine donné. Cette technique, connue par ailleurs dans d'autres domaines scientifiques comme la médecine ou la géodésie, a ouvert la voie à l'étude de l'humidité. L'étude de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau que nous faisons dans ce manuscrit se fera au moyen de la tomographie mais également grâce à des systèmes radars permettant de connaître et de suivre l'état des précipitations sur un réseau donné.

Dans le premier chapitre de ce manuscrit, nous exposerons les équations physiques et mathématiques qui permettent de comprendre le principe du problème inverse dans sa

globalité avant de voir l'application que nous pouvons en faire dans le cadre de la tomographie troposphérique par GPS. Le deuxième chapitre expliquera de manière détaillée comment le retard de propagation issu des satellites GPS est converti en grandeur physique permettant des études atmosphériques de la vapeur d'eau. Ce chapitre comprendra également une explication de la tomographie appliquée aux GPS avec notamment les grandeurs relatives à la détermination du problème. Une fois ce travail effectué, nous exposerons des tests de sensibilités effectués avec le logiciel développé, afin de comprendre quels paramètres jouent un rôle important dans la restitution la plus rigoureuse possible de l'humidité. Ces tests toucheront les variables relatives aux équations du problème inverse mais également les caractéristiques des réseaux GPS devant être déployés. Le chapitre 4 exposera le principe de télédétection des systèmes radars que nous allons utiliser pour comparer la densité de vapeur d'eau avec les systèmes précipitants. Ces cartes de réflectivités ou de précipitations peuvent toutefois être dégradées. Nous proposerons donc deux algorithmes pouvant permettre une reconstruction efficace des données ainsi perdues. Enfin, les chapitres 5, 6 et 7 traiteront de trois campagnes GPS qui sont intervenues entre 2002 et 2007. En particulier nous nous intéresserons à la restitution du champ de vapeur d'eau atmosphérique et de sa corrélation possible avec les structures de réflectivité radar. La première campagne concerne le réseau dense OHMCV déployé dans le sud de la France à l'automne 2002 et fait également usage du radar météorologique de Bollène ainsi que de relevés pluviométriques. La deuxième campagne traitera de deux cas observés à l'aide du large réseau de stations GPS permanentes de Belgique et utilise le radar de Wideumont dans les Ardennes belges. Enfin, la troisième campagne porte sur le réseau GPS déployé lors de la campagne COPS à l'été 2007. Dans ce cas, deux radars nous permettront de réaliser nos études comparatives: le radar Poldirad ainsi que le radar bande X du LaMP. Ces trois campagnes nous permettront d'étudier l'évolution des champs de vapeur d'eau et de comprendre le rôle de la densité de vapeur d'eau sur la création, l'évolution et l'entretien des systèmes précipitants.

## Première partie

# **Théorie relative à la tomographie atmosphérique par GPS et aux systèmes radars.**

# Chapitre 1

## Le problème inverse

Les différents domaines scientifiques à travers leurs développements ont eu un besoin sans cesse grandissant de faire appel à de nouvelles méthodes de calcul. Plus la recherche devenait pointue sur un principe, plus les outils mathématiques devenaient complexes pour permettre une résolution du problème. Il en va de même pour le principe du problème inverse que nous allons détailler dans ce chapitre. En effet, les scientifiques dans leurs domaines respectifs ont souvent à leur disposition des résultats qu'ils doivent analyser pour parvenir à remonter au fondement du problème qu'ils se posent. Ce principe est utile dans des domaines aussi variés que la médecine, la géologie, la navigation des satellites et de manière plus récente la météorologie. On le retrouve notamment dans l'utilisation des scanners, dans la compréhension et la localisation des séismes, ou, dans le cas de la météorologie, dans l'identification de sources de pollution, et dans le cas présent, dans l'étude de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère.

### 1. Principe général

#### a. Description

L'étude de la vapeur d'eau atmosphérique en météorologie peut se faire aux moyens de différentes technologies. On peut citer de manière non exhaustive l'utilisation des ballons-sondes donnant un profil vertical de la densité de vapeur d'eau à la verticale d'un point (malgré les déplacements horizontaux qui peuvent être importants). Les lidars sont également utilisés pour étudier cette densité. Il en existe de différents types : au sol, nous donnant un profil vertical, aéroporté, nous permettant d'obtenir des coupes verticale de la densité et enfin fonctionnant en trois dimensions (appelé « scan mode ») nous donnant une répartition sur un volume de la densité de vapeur d'eau. Nous avons donc plus de renseignements à notre disposition avec les lidars fonctionnant en scan mode. D'autres instruments comme les radiomètres sont également utilisés en météorologie pour étudier avec précision le contenu en vapeur d'eau et en eau liquide de l'atmosphère. Toutefois, ces instruments ne nous donnent aucune information sur le contenu en trois dimensions de la densité de vapeur d'eau (3D) i.e



sa répartition dans un volume défini. Seul le radiomètre est capable d'obtenir cette information 3D mais cet instrument est très rare. Pour répondre à ce besoin, une approche nouvelle est proposée: la tomographie GPS qui permet d'avoir une répartition 3D de la vapeur d'eau troposphérique [Elósegui et al, 1998].

Ethymologiquement, la tomographie provient du grec *tomè* : coupure ou tranche et de *graphein* : écrire.

C'est une technique d'imagerie qui permet de reconstruire le volume d'un objet à partir d'une série de mesures effectuées par tranche depuis l'extérieur de cet objet. Or, la tomographie GPS est à proprement parlé un problème d'inversion mathématique faisant référence au terme générique « *théorie inverse* » [Menke, 1989], [Tarantola, 2005]. Ce problème est utilisé en opposition à la « *théorie prédictive* » qui est généralement rencontrée dans les domaines atmosphériques. La théorie prédictive est définie comme étant l'ensemble des processus de prédiction des résultats de mesures basés sur des principes généraux ou modèles, et un ensemble de conditions spécifiques aux problèmes. La théorie inverse se base quant à elle sur les résultats (nos données) ainsi que sur un principe général qui vise à déterminer les paramètres du modèle. Prenons par exemple le cas de la température qui augmente de manière linéaire en fonction de la profondeur terrestre. Nous avons alors une équation du type  $T(z) = az + b$ . Si nous connaissons les variables  $a$  et  $b$ , nous pouvons estimer la température  $T$  à n'importe quelle profondeur. C'est un exemple de théorie prédictive. Si maintenant nous avons les valeurs de température à certaines profondeurs, le problème inverse sera de déterminer les paramètres  $a$  et  $b$ . On se rend d'ores et déjà bien compte que les problèmes inverses sont plus difficiles à résoudre que les problèmes prédictifs. Il s'agit de trouver dans notre exemple les paramètres  $a$  et  $b$  de manière à minimiser au plus les écarts aux valeurs réelles. De manière schématique, nous pouvons écrire :

Problème prédictif :

Paramètres du modèle -> modèle -> prédiction des données

Problème inverse :

Données -> modèle -> estimation des paramètres du modèle.

La base d'un problème inverse est bien entendue d'analyser les données en présence afin de bien poser le problème. Celui-ci se décompose de la manière suivante. Nous avons  $N$  mesures d'un paramètre quelconque composant un vecteur  $d$  : les données. Nous avons également  $M$  mesures à estimer constituant un vecteur  $m$  : les paramètres du modèle à estimer (noté par la suite paramètres). Le postulat est donc qu'il existe un lien entre nos données et les paramètres. Cette relation est appelée modèle. Prenons l'exemple suivant : nous souhaitons déterminer la densité d'un objet en mesurant sa masse (appelé  $d_1$ ) et son volume (appelé  $d_2$ ). Le problème peut donc se mettre sous la forme suivante  $d_2 \times m = d_1$ . Bien entendu, cet exemple est volontairement très simple mais la réalité est souvent plus complexe : les données et les paramètres peuvent être liés par plusieurs équations sous la forme :

$$\begin{aligned} f_1(d, m) &= 0 \\ f_2(d, m) &= 0 \\ &\vdots \\ f_L(d, m) &= 0 \end{aligned} \tag{1.1}$$

Où  $L$  est le nombre d'équations. Dans l'exemple ci-dessus,  $L=1$  et  $d_2 \times m = d_1$  conduisent à une équation de la forme  $f_1(d, m) = 0$ . La fonction  $f$  est linéaire pour les données et les paramètres et peut donc être écrite sous forme matricielle :

$$f(d, m) = 0 = F \begin{bmatrix} d \\ m \end{bmatrix} \tag{1.2}$$

Où  $F$  est une matrice  $L \times (M + N)$ . Soit dans notre cas une matrice de  $(M + N)$  dimension.

Dans la plupart des cas, il est également possible de séparer les données des paramètres pour former  $L=N$  équations qui sont linéaires par rapport aux données (mais non linéaires par rapport aux paramètres à travers une fonction  $g$ )

$$f(d, m) = 0 = d - g(m) \tag{1.3}$$

Passant toujours de la forme continue à la forme matricielle, nous arrivons à l'équation de base du problème inverse :

$$f(d, m) = 0 = d - G \times m \quad 1.4$$

Cette équation, pour les problèmes inverses les plus simples se met donc sous la forme suivante :  $d = G \times m$  avec  $d$  nos données,  $m$  nos paramètres et  $G$  notre modèle.

Une des manières pour résoudre le problème inverse  $d = G \times m$  est basée sur les mesures de distance ou longueur des paramètres  $m^{est}$  et des données prédites  $d^{pre}$  par le biais

$$d^{pre} = G \times m^{est} \quad 1.5$$

## b. Modes de résolution

La méthode la plus directe et connue pour résoudre ce type de problèmes inverses est la méthode des moindres carrés. Cette méthode essaye de se rapprocher au maximum des paramètres de telle manière que les données prédites  $d^{pre}$  soient aussi proches que possible des données observées  $d^{obs}$ . Une droite essayant de relier un ensemble de points en est l'exemple le plus pertinent.

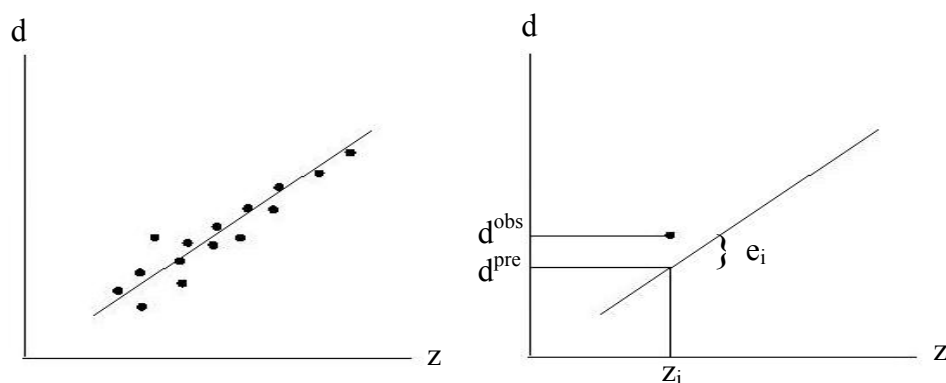


Figure 1.1: Exemple de régression par moindres carrés pour un nuage de point. A gauche: Principe général. A droite: Caractérisation des erreurs entre les données observées et prédites.

La figure de gauche représente la solution de notre problème. C'est-à-dire trouver la droite qui caractérise au mieux le nuage de points (nos données) représenté en noir. La figure de droite explique brièvement la différence entre les données observées  $d^{obs}$  et les données prédites  $d^{pre}$  par notre solution. Ainsi, pour chacun des points observés  $d^{obs}$ , nous avons une valeur  $d^{pre}$  qui lui correspond. Nous pouvons donc définir une erreur de prédiction sous la forme  $e = d^{obs} - d^{pre}$ . La meilleure droite sera celle qui conduira à une erreur globale minimum définie comme étant la somme des erreurs individuelles des distances point-droite par :

$$E = \sum_{i=1}^N e_i^2 \quad 1.6$$

Cette équation est la définition de la norme euclidienne au carré notée  $L_2$ . Elle correspond à la norme habituellement utilisée pour calculer la distance entre deux points dans un plan. Dans la pratique, différentes normes peuvent être utilisées pour trouver la meilleure solution sous la formulation générale

$$N = \left( \sum_{i=1}^N e_i^p \right)^{\frac{1}{p}} \quad 1.7$$

On peut aussi bien utiliser la norme simple pour  $p=1$ , la norme Euclidienne pour  $p=2$ , la norme d'indice  $p>2$  ou la norme d'indice infini. Toutefois, la norme  $L_2$  débouche sur une solution de type moindres carrées.

Nous avons vu dans le paragraphe précédent qu'il suffisait de minimiser cette norme Euclidienne au carré pour arriver à une solution. En remplaçant les  $e_i^2$  par sa définition, nous devons minimiser :

$$E = \sum_i^N (d_i^{obs} - d_i^{pre})^2 \quad 1.8$$

Rappelons également que  $d^{pre} = G \times m^{est}$  soit dans le cas général

$$\begin{aligned}
d_j^{pre} &= \sum_j^M G_j \times m_j^{est} \\
\Rightarrow E &= \sum_i^N \left( d_i^{obs} - \sum_j^M G_{ij} \times m_j \right)^2 = \sum_i^N \left( d_i^{obs} - \sum_j^M G_{ij} \times m_j \right) \left( d_i^{obs} - \sum_j^M G_{ij} \times m_j \right) \\
\Rightarrow E &= \sum_i^N \left( d_i^2 - 2 \times d_i \times \sum_j^M G_{ij} \times m_j + \sum_j^M \sum_k^M G_{ij} \times G_{ik} \times m_j \times m_k \right) \quad 1.9 \\
\Rightarrow E &= \sum_j^M \sum_k^M m_j \times m_k \times \sum_i^N G_{ij} \times G_{ik} - 2 \times \sum_i^N \left( d_i \times \sum_j^M G_{ij} \times m_j + d_i^2 \right)
\end{aligned}$$

Par soucis d'allégement d'écriture, nous avons posé  $d = d^{obs}$  dans les équations 1.9. Les dérivés partielles de  $E$  par rapport à  $m_q$ ,  $q$  variant de 1 à  $M$  nous donnent

$$\frac{\partial E}{\partial m_q} = \sum_j^M \sum_k^M (\delta_{jq} \times m_k + \delta_{kq} \times m_j) \times \sum_i^N G_{ij} \times G_{ik} - 2 \times \sum_i^N d_i \times \sum_j^M G_{ij} \times \delta_{jq} \quad 1.10$$

Avec  $\delta_{jq}$  le symbole de Kronecker définie par

$$\delta_{jq} = \begin{cases} 1 & \text{si } j=q \\ 0 & \text{si } j \neq q \end{cases} \quad 1.11$$

Si  $j=q$ , nous aurons

$$\frac{\partial E}{\partial m_q} = \sum_k^M m_k \times \sum_i^N G_{iq} \times G_{ik} - 2 \times \sum_i^N d_i \times G_{iq} \quad 1.12$$

Si  $k=q$ , nous aurons de même

$$\frac{\partial E}{\partial m_q} = \sum_j^M m_j \times \sum_i^N G_{ij} \times G_{iq} \quad 1.13$$

Soit dans le cas général

$$\frac{\partial E}{\partial m_q} = 2 \times \sum_k^M m_k \times \sum_i^N G_{iq} \times G_{ik} - 2 \times \sum_i^N d_i \times G_{iq} \quad 1.14$$

Ecrivons cela sous forme matricielle en posant :

$$\frac{\partial E}{\partial m} = \begin{pmatrix} \frac{\partial E}{\partial m_1} \\ \vdots \\ \frac{\partial E}{\partial m_q} \end{pmatrix} = 2 \times (G^t \times G \times m - G^t \times d) \quad 1.15$$

$$\Rightarrow \frac{\partial E}{\partial m} = -2 \times G^t \times (d - G \times m)$$

$$\Rightarrow E = (d - G \times m)^t \times (d - G \times m)$$

Pour trouver le minimum de  $E$ , il reste à annuler ces dérivées. Soit  $\frac{\partial E}{\partial m} = 0$

$$\frac{\partial E}{\partial m} = 0 \Rightarrow -2 \times G^t \times (d - G \times m) = 0 \Rightarrow G^t \times d = (G^t \times G) \times m \quad 1.16$$

D'où

$$m = (G^t \times G)^{-1} \times G^t \times d \quad 1.17$$

Nous venons donc de trouver la solution au problème inverse  $d = G \times m$  en fabriquant un estimateur linéaire qui minimise la norme  $L_2$  au carré.

Malheureusement, certains problèmes inverses sont plus complexes et nécessitent une approche différente qu'une simple résolution par moindre carré. En effet, la méthode précédente prend en considération le postulat suivant : il existe une seule solution qui est la meilleure au sens des moindres carrés. Mais si nous avons un problème qui possède une infinité de « meilleure » solution, il ne sera pas possible de trouver la bonne. Cela revient à mettre en cause l'existence du modèle  $G$  ou plus précisément du terme  $(G^t \times G)^{-1}$ . Reprenons notre exemple précédent de profil de température terrestre, mais cette fois-ci en utilisant comme « données » qu'un seul point au lieu d'un nuage et essayons de trouver la meilleure droite passant par ce point. On constate tout de suite qu'il existe une infinité de « meilleure » solution au problème.

L'équation de la droite dans le cas général s'écrira  $d = m_1 + m_2 \times z$  soit plus précisément pour un point de coordonnées  $(d_0, z_0)$  avec une erreur de mesure  $e_0$  :

$$d_0 = m_1 + m_2 \times z_0 + e_0 \quad 1.18$$

Si l'on écrit cette équation sous forme matricielle, nous avons donc

$$d_0 = (1 \quad z_0) \times \begin{pmatrix} m_1 \\ m_2 \end{pmatrix} + e_0 \quad 1.19$$

Ainsi, nous voyons apparaître notre modèle  $G = (1 \quad z_0)$

Nous savons que la solution à ce problème en utilisant la résolution par moindre carré s'écrit  $m = (G^t \times G)^{-1} \times G^t \times d$ . Regardons de plus près le terme  $(G^t \times G)$  avant inversion.

$$(G^t \times G) = \begin{pmatrix} 1 \\ z_0 \end{pmatrix} \times (1 \quad z_0) = \begin{pmatrix} 1 & z_0 \\ z_0 & z_0^2 \end{pmatrix} \quad 1.20$$

Pour inverser cette matrice, il faut que le déterminant soit non nul. Or  $\det(G^t \times G) = 0$ . Cela nous confirme que  $(G^t \times G)$  n'est pas inversible. Nous sommes donc en présence d'un problème sans solution. La question de savoir si l'équation  $d = G \times m$  nous fournit assez d'informations pour trouver d'une manière unique les paramètres du modèle, sert comme élément de base à diverses classifications de problèmes inverses.

En effet, la classification tient compte des deux quantités estimables dans l'équation  $d = G \times m$ . Nous avons d'une part nos données  $d$  représentant  $N$  équations. Et nous avons nos paramètres  $m$  représentant  $M$  inconnues à estimer. Nous sommes donc en présence d'un système de  $N$  équations à  $M$  inconnues.

Si  $N > M$ , nous avons plus d'équations que d'inconnus. Le système est donc surdéterminé et il est possible dans ces conditions de trouver une solution unique qui soit la meilleure au sens des moindres carrés. Le cas de la droite minimisant un nuage de points en est le meilleur exemple.

Si  $N = M$ , nous sommes en présence d'un système déterminé. Il existe exactement autant d'équations que d'inconnues. Il y a donc seulement une solution possible.

Si  $N < M$ , nous avons plus d'inconnues que d'équations. C'est ce qu'on appelle un problème complètement indéterminé. Dans ce cas, une infinité de solutions existent et une résolution par moindre carré devient impossible. Il faut donc trouver une autre méthode pour résoudre ce genre de problème. Le cas de la droite passant par un seul point est un exemple de ce type de problème.

La classification pourrait s'arrêter là mais la réalité est tout autre. Ainsi, nous pouvons très bien être en présence de problèmes mixtes i.e à la fois déterminés (ou surdéterminés) et indéterminés. Le cas souvent exposé est celui de l'estimation de la lenteur des ondes dans un caisson acoustique. Nous avons un émetteur  $E$  et un récepteur  $R$ , le but de la manipulation étant d'estimer les caractéristiques dans les parties  $S1$  et  $S2$  au moyen de la vitesse des ondes dans ces deux milieux.

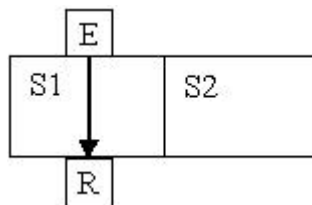


Figure 1.2: Schématisation d'un problème mixte ou partiellement déterminé.



Considérons que nous réalisons cette expérience en prenant des mesures dans la partie *S1* donc en omettant de prendre des mesures de propagation des ondes dans la partie *S2*. Nous aurons donc un problème inverse qui sera surdéterminé dans la partie *S1* du problème et un problème complètement indéterminé dans la partie *S2*. C'est donc un cas typique de problèmes mixtes.

Nous savons que pour ce type de problème le temps de propagation sera une fonction de la vitesse des ondes et de la hauteur du caisson. Nous pouvons donc écrire

$$t = \frac{h}{v} = h \times s \quad 1.21$$

Après plusieurs mesures effectuées dans le caisson *S1*, nous avons le système d'équation suivant :

$$\begin{aligned} t_1 &= h \times s_1 + \varepsilon_1 \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \\ t_n &= h \times s_1 + \varepsilon_n \end{aligned} \quad 1.22$$

$t$  représente le temps de propagation des ondes,  $h$  représente la hauteur du caisson et  $s$  le caisson où est effectuée la mesure. Les epsilons tiennent compte des erreurs commises sur chaque mesure.

De manière plus complète, comme nous voulons trouver *S1* et *S2*, nous pouvons écrire

$$\begin{aligned} t_1 &= h \times s_1 + 0 \times s_2 + \varepsilon_1 \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \\ t_n &= h \times s_1 + 0 \times s_2 + \varepsilon_n \end{aligned} \quad 1.23$$

Soit sous forme matricielle

$$\begin{pmatrix} t_1 \\ \vdots \\ t_n \end{pmatrix} = h \times \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ \vdots & \vdots \\ 1 & 0 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \end{pmatrix} + \varepsilon \quad 1.24$$

La matrice  $\begin{pmatrix} 1 & 0 \\ \vdots & \vdots \\ 1 & 0 \end{pmatrix}$  est donc notre modèle  $G$

Si nous calculons  $(G^t \times G)$  dans le cas d'une résolution par moindre carré, nous avons

$$(G^t \times G) = \begin{pmatrix} 1 & \dots & 1 \\ 0 & \dots & 0 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ \vdots & \vdots \\ 1 & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} n & 0 \\ 0 & 0 \end{pmatrix} \quad 1.25$$

L'inverse de  $(G^t \times G)$  n'existe donc pas, il n'y a pas de solution au sens des moindres carrés.

Le fait d'être en présence d'un problème mal conditionné (à la fois surdéterminé et indéterminé) nous empêche d'avoir une méthode simple pour arriver à une solution. Avant de choisir sa méthode de résolution, il faut donc bien réfléchir au problème lui-même et savoir si celui-ci est bien posé. Le fait que  $N > M$  ne signifie pas toujours qu'il y a une solution. Tout dépend de la structure des données dans les matrices qui doivent être inversées.

La résolution de ces différents problèmes passe par d'autres calculs que nous allons détailler. Dans le cas des problèmes complètement indéterminés, on ne va pas minimiser la distance  $e$  entre les données prédites et les données observables comme dans le cas de la méthode des moindres carrés mais on va minimiser la longueur  $L$  définie à partir des paramètres par :

$$L = m^t \times m = \sum_j m_j^2 \quad 1.26$$

Toutefois, la minimisation de cette quantité sans aucune autre information ne nous livrera pas la solution. En effet, n'oublions pas que nous cherchons à estimer les paramètres qui interviennent eux-mêmes dans cette équation ! Il faudra donc minimiser cette équation sous la contrainte  $d^{obs} - G \times m = 0$ . Pour se faire, on va utiliser les multiplicateurs de Lagrange. On fabrique donc

$$L = m^t \times m + \sum_i \lambda_i \left( d_i - \sum_j G_{ij} \times m_j \right) \quad 1.27$$

Avec les  $\lambda_i$  les multiplicateurs. En dérivant cette équation par rapport aux multiplicateurs de Lagrange, nous avons

$$\frac{\partial L}{\partial \lambda_i} = d_i - \sum_j G_{ij} \times m_j = 0 \quad 1.28$$

Nous retrouvons notre contrainte  $d^{obs} - G \times m = 0$

En dérivant maintenant L par rapport aux paramètres, nous avons

$$\frac{\partial L}{\partial m_q} = 2 \times m_q - \sum_i \lambda_i \sum_j G_{ij} \times \delta_{jq} = 2 \times m_q - \sum_i \lambda_i \times G_{iq} \quad 1.29$$

Ecrive de manière matricielle, nous arrivons à  $2 \times m - G^t \times \lambda = 0$ . Nous avons donc une écriture possible des paramètres  $m$  sous la forme

$$m = \frac{G^t \times \lambda}{2} \quad 1.30$$

En remplaçant  $m$  dans l'équation de contrainte, nous avons

$$d = \frac{G \times G^t \times \lambda}{2} \text{ conduisant à } \lambda = 2 \times (G \times G^t)^{-1} \times d \quad 1.31$$

Soit au final

$$m = G^t \times (G \times G^t)^{-1} \times d \quad 1.32$$

Cette méthode permet de trouver une solution aux problèmes complètement indéterminés. Si l'existence de l'inverse de  $(G^t \times G)$  pose problème dans certains cas, il peut ne pas en être de même pour  $(G \times G^t)$ . En reprenant le cas de la droite passant par un seul point, nous aurons donc la solution suivante :

$$G = (1 \quad z_0) \Rightarrow G \times G^t = (1 \quad z_0) \times \begin{pmatrix} 1 \\ z_0 \end{pmatrix} = 1 + z_0^2 \quad 1.33$$

D'où

$$\begin{pmatrix} m_1 \\ m_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 \\ z_0 \end{pmatrix} \times \frac{1}{1 + z_0^2} \times d_0 = \begin{pmatrix} \frac{d_0}{1 + z_0^2} \\ \frac{d_0 \times z_0}{1 + z_0^2} \end{pmatrix} \quad 1.34$$

Dans le cas d'un unique point de coordonnées  $(d_0=3, z_0=5)$  nous aurons alors

$$\begin{pmatrix} m_1 \\ m_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{3}{26} \\ \frac{15}{26} \end{pmatrix} \text{ soit une équation conduisant à } d = \frac{3}{26} + \frac{15}{26} \times z.$$

Toutefois, cette méthode peut également conduire à des problèmes d'inversion liés à l'existence même de l'inverse de  $(G \times G^t)$  notamment dans le cas d'un problème mixte. Une méthode pour trouver dans tous les cas une solution est de minimiser les deux quantités  $e$  et  $m$  en même temps en posant cette équation :

$$K = Q + \alpha^2 \times L \text{ avec } Q = \sum_i \varepsilon_i^2 \text{ et } L = \sum_i m_i^2 \quad 1.35$$

Cette méthode est appelée moindre carré amorti. Après calcul, la solution prend cette forme :

$$m = (G^t \times G + \alpha^2 \times I)^{-1} \times G^t \times d \quad 1.36$$

Le facteur de pondération  $\alpha$  détermine l'importance donnée à l'erreur de prédiction ainsi qu'à la longueur du modèle. Si  $\alpha$  est suffisamment grand, cette équation va minimiser la partie sous déterminée de la solution. Malheureusement, il minimisera également la partie surdéterminée du problème. En conclusion, la solution ne minimisera pas l'erreur de prédiction  $e$  et ne sera pas un bon estimateur des paramètres du modèle. Inversement, si  $\alpha$  est égale à 0, l'erreur de prédiction  $e$  sera minimisée mais aucune information a priori ne sera fournie pour résoudre la partie sous déterminée des paramètres du modèle. Il faut donc trouver un compromis entre un  $\alpha$  grand et un  $\alpha$  égal à 0. Ce choix n'est pas évident et il n'existe pas de méthode simple pour définir ce coefficient. Seuls des essais de différentes valeurs et l'expérience du problème permettent de fixer ce paramètre.

Dans certains autres cas, il n'est tout simplement pas possible d'utiliser la longueur  $L$  comme paramètre de minimisation. En effet, si nous considérons un problème inverse avec deux paramètres différents à trouver, nous ne pouvons tout simplement pas additionner ces quantités. Dans ce cas, on peut faire appel à une matrice de pondération notée  $W_m$ . On pose alors

$$L = m^t \times W_m \times m \quad 1.37$$

Malheureusement, cette matrice ne suffit pas à résoudre ce type de problème par définition de la norme. Il faut donc également faire appel à une valeur a priori de l'information pour résoudre les équations. On modifie donc l'équation de  $L$  de la manière suivante :

$$L = (m - m_0)^t \times W_m \times (m - m_0) \quad 1.38$$

La quantité  $(m - m_0)$  est donc la distance par rapport à la valeur a priori. Une fois les calculs de minimisation effectués, nous arrivons à

$$m = m_0 + W_m \times G^t \times (G \times W_m \times G^t)^{-1} \times (d - G \times m_0) \quad 1.39$$

Cette méthode est celle de la distance minimum pondérée. Nous pouvons également utiliser cette méthode de pondération mais cette fois-ci appliquée à la norme  $L_2$  au carré. Cette technique a l'avantage de fixer une pondération sur les erreurs. On pose

$$E = e^t \times W_e \times e \quad 1.40$$

D'après la littérature traitant des problèmes inverses en général, une bonne matrice de pondération est l'inverse de la matrice de variance covariance des erreurs soit  $W_d = C_e^{-1}$ . Cette pondération simple suffit à résoudre les problèmes surdéterminés. Elle a l'avantage par rapport à une solution par moindre carré classique de pouvoir donner plus ou moins de poids aux erreurs sur les données donc aux données elles-mêmes. Reprenant le cas de notre nuage de points minimisé par une droite, nous pouvons grâce à cette matrice donner un poids très faible à un point se trouvant très loin du nuage et donner un point important à un point se situant au centre du nuage où la droite devrait passer.

La solution à ce problème conduit à

$$m = (G^t \times W_e \times G)^{-1} \times G^t \times W_e \times d \quad 1.41$$

C'est la méthode des moindres carrés pondérés.

La dernière méthode pouvant être utilisée dans le cas de problèmes indéterminés, est la méthode des moindres carrés pondérés amortis. Elle utilise une minimisation de l'ensemble des longueurs précédemment définies en posant :

$$Q = E + \alpha^2 \times L \text{ avec } E = e^t \times W_e \times e \text{ et } L = (m - m_0)^t \times W_m \times (m - m_0) \quad 1.42$$

La solution minimisant cette équation peut se trouver sous deux formes :

$$m = m_0 + \left( G^t \times W_e \times G + \alpha^2 \times W_m \right)^{-1} \times G^t \times W_e \times (d - G \times m_0) \quad 1.43$$

Qui est équivalente à

$$m = m_0 + W_m^{-1} \times G^t \times \left( G \times W_m^{-1} \times G^t + \alpha^2 \times W_e^{-1} \right)^{-1} \times (d - G \times m_0) \quad 1.44$$

Nous venons dans cette partie de dresser la liste des différentes solutions possibles par rapport aux différents types de problèmes inverses que nous sommes susceptibles de trouver. Outre ces équations, il faut bien comprendre que la clef d'un problème inverse est avant tout dans l'énoncé du sujet. Bien comprendre le problème dans son ensemble est primordial, ne serait-ce que pour savoir qu'elle équation choisir. Il faut donc réfléchir d'une manière globale au problème avant de se lancer dans une approche de résolution.

En médecine, et plus particulièrement dans le cas de l'Imagerie par Résonance Magnétique (IRMB), les scanners IRM ont été construits de manière à avoir dans la quasi-totalité des cas des systèmes surdéterminés. Ainsi, si l'on considère une Imagerie par Résonance Magnétique (IRM) par exemple, on se rend compte que le patient est enfermé dans une machine circulaire bardée de capteurs. L'émetteur décrit alors un cercle autour de la personne en envoyant des ondes en très grandes quantités. Chaque onde, reçue par un capteur nous donne une information sur la composition interne du patient. Il reste ensuite à effectuer une inversion tomographique pour avoir une restitution en 3D du crâne du patient. Avec une telle quantité de données, nous voyons clairement que nous sommes dans le cas d'un problème surdéterminé. Il sera donc inutile d'utiliser une technique des moindres carrés pondérés amortis par exemple pour trouver la meilleure restitution de l'image du patient.

Dans le cas de la sismologie, il est impossible de procéder de la sorte. En effet, il serait impossible de barder la terre de capteurs pour avoir des systèmes bien conditionnés. La qualité de la restitution d'un séisme se fera donc sur deux paramètres. La résolution que l'on souhaite apporter à la solution et le nombre de capteurs distants susceptibles de donner une information sur le séisme lui-même. C'est pour cela que les zones à risques possèdent des capteurs bien répartis et en plus grande quantité pour analyser de tels phénomènes. Si la définition finale souhaitée reste dans l'ordre du raisonnable, un système déterminé peut

apparaître. Dans la majorité des cas toutefois, nous aurons affaire à un système sous déterminé voir mixte. La méthode employée ne pourra donc pas se baser sur des moindres carrés. Il faudra envisager une résolution plus complexe.

Comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, le cas de la tomographie atmosphérique par GPS s'apparente au cas de la sismologie. Une résolution complexe est donc nécessaire pour avoir une inversion tomographique rendant compte de l'état de l'atmosphère.

### **c. Tomographie GPS**

La tomographie atmosphérique est un problème inverse complexe en raison du grand nombre de paramètres qui rentrent en ligne de compte. Cette tomographie GPS est basée sur le retard de propagation de l'onde émise entre les capteurs au sol et les satellites GPS [Businger et al, 1996], [Flores, 1999], [Nilsson et Gradinarsky, 2006]. En effet, l'onde passant de l'espace (vide) à l'atmosphère (non-vide), l'indice de réfraction change. Or, le retard de propagation peut être directement lié à l'état de l'atmosphère. A savoir sa composante sèche et sa composante humide. Comme nous le verrons dans le chapitre II, nous pouvons estimer le retard hydrostatique à partir de mesures au sol de la pression et de la température. Cela nous conduit à une estimation du retard humide, base de l'information servant à retrouver la densité de vapeur d'eau par tomographie. Concernant la résolution, elle sera basée sur le nombre de stations GPS au sol, leur répartition, etc. Mais elle sera également basée sur la constellation satellite qui évolue avec le temps. Il faut également prendre en compte le découpage du volume comme précisé sur la figure 1.3. Ainsi, suivant l'heure à laquelle la tomographie est réalisée, le problème inverse est amené à évoluer en devenant plus ou moins indéterminé. C'est pour cette raison que le choix des équations de résolution s'est porté sur la méthode des moindres carrés pondérés amortis. Cette méthode nous permet d'avoir des résultats dans des cas variés aussi bien sous déterminés que mixtes avec des résultats assez homogènes quelque soit la diversité de ces paramètres.

Si nous rentrons plus dans le détail, le problème inverse est avant tout limité par le nombre de satellites GPS disponible. A l'heure actuelle, une constellation de 24 satellites GPS opérationnels est disponible (+6 en réserve). Ce nombre est non extensible mais pourrait varier dans le futur avec l'apparition du système de positionnement GPS Européen Galileo [Reverdy et Van Baelen, 2006 ; Reverdy et Van Baelen 2007]. Malheureusement, ce n'est pas



parce que 24 satellites sont disponibles que 24 satellites nous donnent des informations à un moment donné. De manière générale, l'expérience nous a montré qu'en moyenne, lors d'une inversion tomographique, 7 ou 8 satellites sont visibles à un instant donné.

La deuxième limite est le nombre de stations GPS pouvant être déployé soit dans le cadre d'une campagne GPS intense, soit en tant que réseau permanent. Toutefois, la nécessité de bien disposer les stations GPS suivant un schéma pré-établi permet d'augmenter la résolution des résultats et de rendre le système mieux conditionné. Des détails sont donnés à ce sujet dans la partie tests de sensibilité au chapitre III. Il faut juste rappeler qu'une station GPS au sol nécessite un minimum d'installations comme par exemple une alimentation électrique. Le nombre de stations GPS pouvant être déployé au sol varie grandement d'un réseau à un autre. Dans le cas d'une campagne de mesure intense à l'échelle internationale, on pourra espérer disposer de 30 à 40 stations GPS. Dans le cas d'une campagne nationale, le chiffre de 20 stations est déjà un très bon réseau. Seul le cas de la Belgique est différent avec une couverture nationale très intéressante (environ 70 stations avec un espacement d'environ 30 km) permettant d'effectuer de la tomographie dans d'excellentes conditions.

Enfin, pour obtenir une répartition tridimensionnelle de la densité de vapeur d'eau à partir d'un réseau GPS, le volume à la verticale des stations est divisé en petites entités appelées voxels (élément de volume, Figure 1) [Champollion, 2005]. C'est la troisième contrainte au niveau du problème inverse. La densité de vapeur d'eau va pouvoir être évaluée dans chacun de ces voxels, conduisant à une répartition globale. La dimension verticale des voxels est fonction de l'altitude. En effet pour définir cette hauteur nous utilisons une loi exponentielle décroissante de manière à créer des plus petits voxels dans les couches basses de l'atmosphère, où la vapeur d'eau est majoritairement présente, tandis que les plus hautes couches de l'atmosphère, où la concentration de la vapeur d'eau est quasiment nulle, nous avons des voxels plus grands. La taille horizontale des voxels peut varier quant à elle dans la limite de la puissance de l'ordinateur utilisé tout en gardant à l'esprit que le fait d'augmenter le nombre de voxels rend la tomographie de plus en plus sous déterminée.

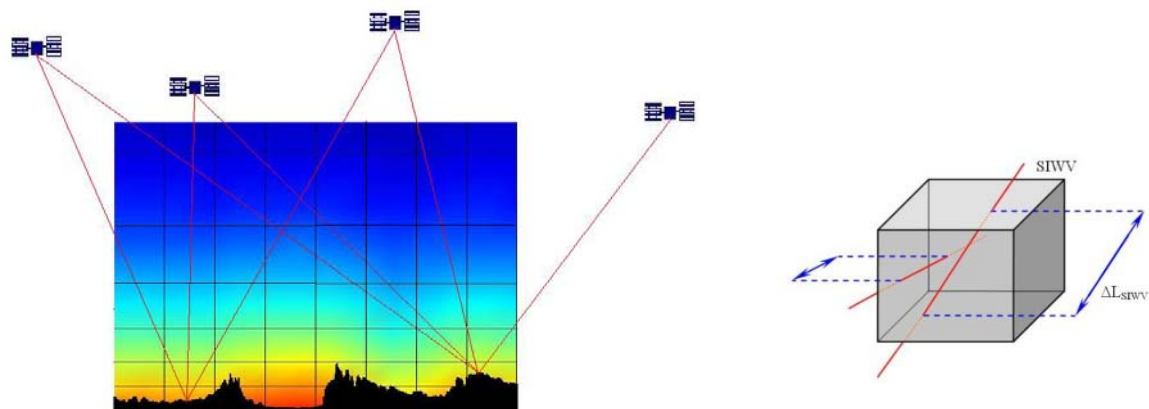


Figure 1.3: Principe de la tomographie. Figure de gauche: configuration générale. Figure de droite: agrandissement pour un voxel.

Une fois la grille tridimensionnelle définie, un algorithme prend en compte la répartition de chaque Slant Integrated water vapor (SIWV) à l'intérieur des voxels. A ce niveau, deux points sont importants. Premièrement, la contribution de chaque SIWV est basée sur la longueur de raie à l'intérieur des voxels (Figure 1). Ces longueurs, appelées  $\Delta L_{\text{SIWV}}$  sont essentielles pour créer l'opérateur linéaire  $G$  rendant possible la tomographie. Deuxièmement, nous ne considérons pas la totalité de la valeur des SIWV si la trajectoire de ceux-ci quitte le réseau avant d'avoir atteint l'altitude de 12 km. Nous considérons en effet qu'au dessus de cette altitude, la densité de vapeur d'eau est nulle. Une valeur en pourcentage est donc appliquée pour rendre compte de ce phénomène.

La figure 1.3 est une illustration de la décomposition des SIWV à travers les voxels. Comme nous pouvons le constater sur cette figure, suivant la position de la constellation satellite mais également la géométrie des stations GPS au sol, certains voxels contiendront des informations, notamment dans les couches les plus hautes de l'atmosphère, alors que d'autres seront totalement vides, notamment près du sol. Ce problème tomographique peut donc être classé dans la catégorie des problèmes partiellement déterminés ou mixtes. La méthode qui a été retenue pour résoudre ce problème est donc celle des moindres carrés pondérés amortis détaillés dans la partie précédente.

## 2. Equations

Etant donné que la tomographie GPS est un problème mixte, la résolution par la méthode des moindres carrés pondérés amortis s'impose. Il était également possible de faire appel à une méthode de résolution pour des systèmes complètement indéterminés mais le conditionnement du système aurait rendu trop aléatoire la véracité des résultats.

Rappelons les équations que nous allons utiliser pour résoudre ce problème. Nous allons minimiser la quantité suivante :

$$Q = E + \alpha^2 \times L \text{ avec } E = e^t \times W_e \times e \text{ et } L = (m - m_0)^t \times W_m \times (m - m_0) \quad 1.45$$

Qui mène à une solution de la forme :

$$m = m_0 + W_m^{-1} \times G^t \times (G \times W_m^{-1} \times G^t + \alpha^2 \times W_e^{-1})^{-1} \times (d - G \times m_0) \quad 1.46$$

Notre modèle  $G$  forme une matrice de  $N$  lignes correspondant au nombre de SIWV à décomposer et de  $M$  colonnes correspondant au nombre de voxels dans notre réseau. Chaque élément  $G_{ij}$  représente donc la contribution de la raie numéro  $i$  dans le voxel numéro  $j$ . Cette contribution est estimée en longueur de raies passant dans le voxel.

Les données  $d$  sont les SIWV estimés à partir du retard atmosphérique. C'est un vecteur de longueur  $N$  correspondant à chaque valeur de SIWV.

Les valeurs  $m_0$  sont l'initialisation de notre modèle. Il s'agit d'un vecteur de  $M$  lignes correspondant à chaque voxel. Ces valeurs nous donnent une information préalable à la tomographie. Elles servent de contraintes faibles à l'inversion mais néanmoins nécessaires pour avoir une information a priori sur le résultat.

Le terme  $W_e$  correspond à la matrice de variance/covariance des erreurs sur les mesures des SIWV. C'est une matrice carrée de  $N$  lignes et  $N$  colonnes correspondant aux nombres de SIWV. Plusieurs écritures de cette matrice sont envisageables comme nous le verrons dans le paragraphe suivant.

Le terme  $W_m$  correspond à la matrice de variance du modèle. C'est également une matrice carrée de  $M$  lignes et  $M$  colonnes correspondant au nombre de voxels.

Enfin, le terme  $\alpha$  servant de facteur de pondération entre les erreurs sur les données et les variations du modèle.

#### a. Matrice de variance/covariance

Les deux termes les plus importants de cette équation sont la matrice de variance covariance des erreurs sur les données  $W_e$  ainsi que la matrice de variance du modèle  $W_m$ .

Suivant la résolution tomographique envisagée, deux matrices  $W_e$  peuvent être énoncées pour résoudre le problème. La première matrice sera une matrice de variance diagonale dont chaque élément sera constitué des variances des SIWV.

$$W_e = \begin{pmatrix} \sigma_{siwv}^2 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{siwv}^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{siwv}^2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \sigma_{siwv}^2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \sigma_{siwv}^2 \end{pmatrix} \quad 1.47$$

La deuxième matrice plus complexe à mettre en place rend compte des interactions entre les différents SIWV pour une même inversion. Les covariances entre les SIWV seront calculées suivant deux critères distincts:

La distance entre chaque station et l'orientation des SIWV dans l'espace. En effet, les SIWV rendent compte de l'état de l'atmosphère dans la ligne de vue des satellites. Nous pouvons donc affirmer que les SIWV proches contiennent des informations similaires alors que des SIWV distants peuvent ne pas contenir la même information. Quatre schémas peuvent illustrer cette partie.

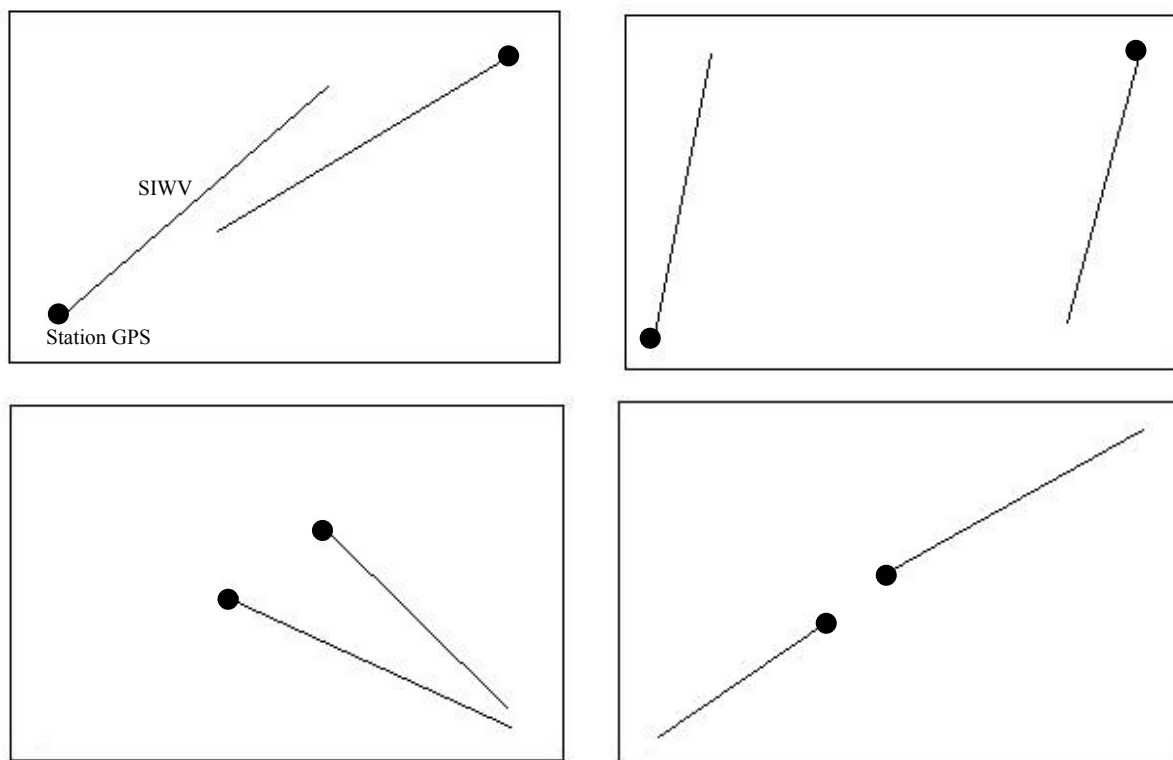


Figure 1.4: Détail des différentes configurations horizontales des SIWV servant dans le calcul des matrices de variances/covariances.

Le premier schéma correspond au cas de figure « stations éloignées/SIWV « convergents » » (même direction). A première vue, la covariance des deux SIWV devrait être faible puisque la distance entre les stations est grande. Toutefois, nous allons apporter un correctif à cette covariance qui rendra compte du fait de la géométrie des SIWV. En effet, ceux-ci étant orientés vers la même partie de l'atmosphère, ils sont plus susceptibles de rendre compte de la même information que des raies « divergentes ».

Le deuxième schéma est le cas le plus extrême. Des stations éloignées et des SIWV qui rendent compte de deux régions distinctes de l'atmosphère. Dans ce cas, le terme de covariance entre les deux SIWV sera faible.

Le troisième cas est le cas le plus favorable i.e celui où le terme de covariance sera le plus élevé. Nous avons en effet des stations proches avec des raies orientées dans la même direction.

Le quatrième cas est le symétrique du premier. Nous avons des stations proches donc une première partie du terme de covariance élevé mais un correctif sera appliqué à cause de la géométrie des SIWV. Ceux-ci étant complètement « divergents », ils ne sondent pas du tout la même partie de l'atmosphère. Aucun lien ne relie donc ces quantités.

A noter toutefois que l'orientation des SIWV tient compte à la fois de l'élévation et de l'azimut des raies. En effet, le terme de covariance dans le cas de deux SIWV proche et dans le même plan (exemple théorique) ne serait pas le même suivant le cas 1 ou le cas 2 de la figure 1.5.

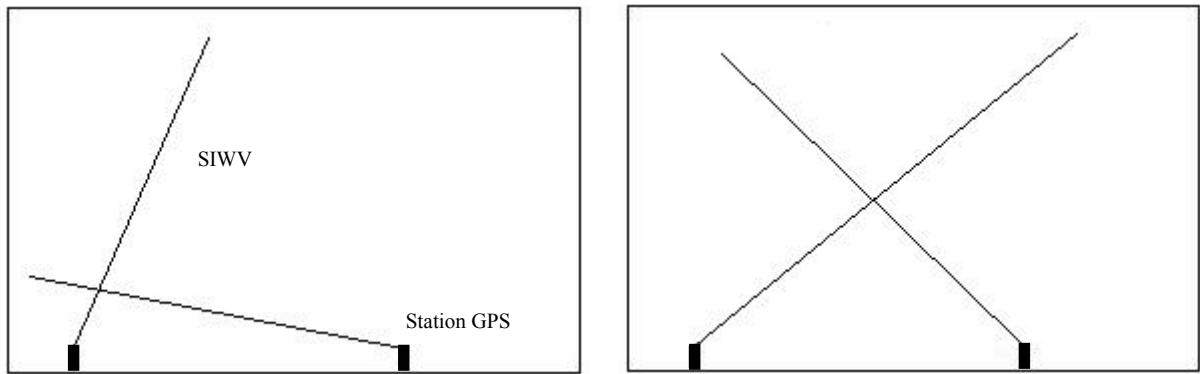


Figure 1.5: Détail des différentes configurations verticales des SIWV servant dans le calcul des matrices de variances/covariances.

En effet, le coefficient serait plus fort dans le deuxième cas puisque les SIWV représentent des valeurs intégrées. Les deux SIWV du panel 2 sondent la même région de l'atmosphère alors que les deux SIWV de la partie de gauche ne sondent pas la même région. On peut supposer que la raie avec la plus petite élévation aura une valeur de SIWV beaucoup plus grande que l'autre. Alors que dans le cas de droite, les deux valeurs ont de grandes chances d'être sensiblement les mêmes.

Dès lors, l'expression des covariances prendra la forme

$$\sigma_{siwv_i} \times \sigma_{siwv_j} \times coeff_{siwv} \times coeff_{station} \quad 1.48$$

Où pour deux rais considérés,  $\sigma_{siwv}$  correspond à l'erreur sur les SIWV,  $coeff_{siwv}$  rend compte de la géométrie des azimuts/élévations et  $coeff_{station}$  de l'éloignement entre les stations GPS.

La matrice finale aura donc la forme suivante :

$$W_e = \begin{pmatrix} \sigma_{siwv}^2 & \sigma_{siwv_i} \times \sigma_{siwv_j} \times coeff_{siwv} \times coeff_{station} & \cdot & \cdot & \cdot \\ \sigma_{siwv_i} \times \sigma_{siwv_j} \times coeff_{siwv} \times coeff_{station} & \sigma_{siwv}^2 & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \sigma_{siwv}^2 & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \sigma_{siwv}^2 & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \sigma_{siwv}^2 \end{pmatrix} \quad 1.49$$

Coeff<sub>station</sub> étant le coefficient de distance entre les stations appliquées aux erreurs sur les SIWV. Ce coefficient est égal à une fonction exponentielle décroissante utilisant la distance entre les stations GPS uniformisées sur la taille du réseau.

$$coeff_{station} = \exp\left(\frac{-dist_{station}}{dist_{reseau}}\right) \quad 1.50$$

Coeff<sub>siwv</sub> représente le coefficient entre les SIWV. Comme il n'était pas simple d'estimer la covariance dans deux directions différentes, nous avons choisi de regarder la distance qui sépare la projection des SIWV à 12 km d'altitude. Plus la distance est faible, plus les SIWV rendent compte de la même portion de l'atmosphère.

$$coeff_{siwv} = \exp\left(\frac{-dist_{siwv}}{dist_{reseau}}\right) \times \exp\left(\frac{-diff_{el}}{el_{max}}\right) \quad 1.51$$

A noter dans cette équation la partie relative aux élévations des SIWV. Plus la différence entre les élévations est faible, plus le coefficient sera important. Nous avons également uniformisé ce coefficient avec la distance maximum du réseau pour le premier terme et l'élévation maximum pour le second terme.

## **b. Initialisation**

Le terme d'initialisation  $m_0$  est également important dans l'inversion tomographique. Si on regarde de plus près l'équation donnant la solution (équation 1.46 ci-dessus), on remarque que ce terme apparaît à deux endroits. Le premier terme faisant référence à l'état de référence de notre atmosphère avant tout changement. Le deuxième terme est multiplié à notre modèle

$G$ . En effet, nous allons comparer les valeurs résultantes aux données que nous avons réellement (la quantité  $d$ ).

On peut donc voir cette partie de l'équation comme un test de changement. Si la quantité  $(d - G \times m_0)$  est nulle, on ne change pas le résultat en gardant les valeurs initiales. Si la différence est non nulle, on change la valeur initiale.

Plusieurs initialisations peuvent être mises en place pour résoudre cette équation. Nous pouvons aussi bien prendre une atmosphère standard, utiliser une contrainte comme un (ou plusieurs) radiosondage(s), utiliser les valeurs des IWV (Integrated Water vapor) comme correctif ou une combinaison des trois.

Le protocole d'utilisation du logiciel tomographique développé au LaMP prend en compte une initialisation par atmosphère standard recalée avec les valeurs des IWV. Une extension a été codée pour des tests de sensibilité en faisant intervenir un radiosondage comme contrainte sur les valeurs initiales.

### **c. Autres termes**

Les deux autres termes de cette équation concernent donc le modèle  $G$  ainsi que le facteur de pondération  $\alpha$ .

La matrice  $G$  comme indiqué ci-dessus correspond donc à la matrice de décomposition des rais à l'intérieur du voxel. Cette matrice est donc constituée de longueurs variables ainsi que de zéros. Un deuxième modèle  $G'$  est également créé. Celui-ci contient le pourcentage de longueur dont l'altitude est inférieure à 12 km.



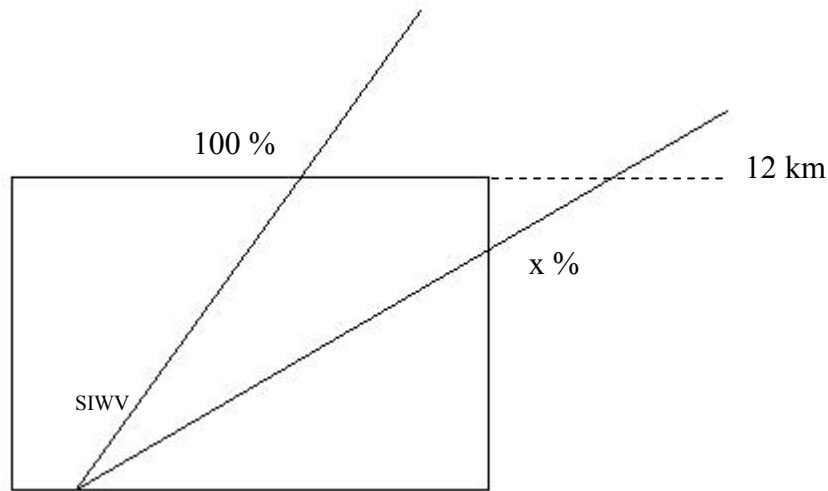


Figure 1.6: Schéma représentant la prise en compte de la répartition des SIWV dans les voxels.

Cette matrice  $G'$  nous permet donc de ne pas considérer la totalité des valeurs des SIWV dans le cas de raies quittant le réseau avant d'atteindre l'altitude limite. Une autre méthode pour palier à ce problème serait de créer des voxels géants tampons à la périphérie du réseau GPS. Cette méthode n'a pas été retenue dans l'élaboration de nos algorithmes pour ne pas surcharger les temps de calculs.

Le coefficient  $\alpha$  est un terme servant à donner plus de poids aux erreurs sur les données ou sur les paramètres. Plus ce coefficient sera grand, plus la solution au problème inverse tendra vers les valeurs de l'initialisation. L'impact des données GPS étant à ce niveau négligeable. En revanche, si  $\alpha$  est petit, nous donnons plus de poids à l'information contenue dans les raies GPS plutôt qu'à l'initialisation. Il faut donc fixer une valeur de  $\alpha$  permettant de trouver un juste milieu entre les valeurs a priori que constituent la matrice d'initialisation et les données GPS contenues dans les SIWV.

A noter toutefois qu'à l'heure actuelle, ce coefficient  $\alpha$  est un scalaire. Nous essayons de trouver un moyen de le mettre sous forme vectoriel. Ce coefficient aura alors un impact plus important lors de l'inversion. En effet, suivant la répartition des raies dans la matrice  $G$ , nous pourrions fixer différentes valeurs de  $\alpha$ . Cela nous permettra alors de créer réellement un vecteur qui rendra le problème solvable dans les voxels où il n'y a aucune information. Le poids des voxels vides sera contraint par les valeurs initiales tandis que les voxels avec de l'information seront contraints par les valeurs des SIWV.

#### **d. Filtre de Kalman**

Le filtre de Kalman n'apparaît pas de façon précise dans l'équation de la solution. Toutefois, on peut le concevoir comme pouvant être le terme  $m_0$ . En effet, le filtre de Kalman sert dans notre algorithme de lien temporel entre les résultats successifs de la tomographie. Une initialisation classique est utilisée pour le premier résultat. Le deuxième résultat étant initialisé avec le résultat de l'époque précédente. Ce lien temporel est important dans la résolution de la tomographie et donne des résultats différents comme ceux énoncés dans les tests de sensibilité. Toutefois, un recalage de l'initialisation semble nécessaire de temps en temps (toutes les 6 heures dans nos tests) afin de ne pas avoir un système divergent et d'éviter la propagation d'erreurs à chaque inversion.

## Chapitre 2

### Préparation de la tomographie

Nous venons de voir dans le détail les différents paramètres de l'équation que nous devons résoudre dans le cas de la tomographie troposphérique. Nous allons dans ce chapitre décrire comment nous calculons ces différents coefficients avant l'inversion mathématique. En effet, la tomographie peut se diviser en deux grandes étapes. Le premier temps est la préparation des différentes données correspondant aux calculs des SIWV tandis que le deuxième temps concerne la mise en forme de l'équation conduisant à son inversion et donc à sa résolution.

La préparation de la tomographie n'est pas un problème simple dans sa globalité [Tsuda et al, 1998], [Hirahara, 2000], [Champollion et al, 2005]. Si les équations pour calculer tels ou tels paramètres sont dorénavant bien connues, l'information est contenue dans différents fichiers (observables GPS, fichiers de pressions et de températures, délimitation du réseau, position des stations, etc) dont le traitement reste complexe. En effet, la multiplicité des paramètres intervenant dans les équations (azimut, élévations, position des satellites et des stations, calculs des matrices de variances/covariances, modèle linéaire G, etc...) ainsi que le nombre de valeurs à prendre en compte compliquent grandement les choses [Walpersdorf et al, 2004]. Sans oublier d'un point de vue plus pratique le format des fichiers qui varient d'une campagne à une autre. Ainsi, chaque laboratoire procède de différentes manières pour arriver au même but. Il a donc fallu, suivant les cas que nous avons traités, réécrire bon nombre de programmes pour que le traitement des données soit effectué correctement.

#### **1. Données brutes: sorties GPS**

Les données intervenant au cœur de la tomographie sont celles provenant directement des informations entre les stations GPS et les satellites : ce sont les fichiers rinex (Receiver Independent EXchange Format). Ces fichiers et leur structure ont été définis en 1989 lors de la campagne GPS EUREF 89 par l'Institut d'astronomie de l'université de Berne. Ces fichiers ont la particularité d'avoir un format dit « international ». Ce format permet l'échange d'information entre différents pays en conservant toujours la même structure. Cela facilite grandement le traitement des données puisque tous les fichiers rinex ont le même standard.

### a. Fichier rinex

Dans la version numéro 2 de la définition des fichiers rinex, nous retrouvons six types de fichiers différents susceptibles d'être utilisés par la communauté scientifique. On trouve :

- Les fichiers contenant les données d'observation.
- Les fichiers contenant les messages de navigation.
- Les fichiers contenant les données météorologiques.
- Les fichiers contenant les messages de navigation GLONASS.
- Les fichiers contenant les messages de navigation des satellites Géostationnaires.
- Les fichiers contenant les informations sur les horloges des récepteurs et des satellites.

A titre d'information, la version 3 des fichiers rinex développée en vue du lancement du programme de positionnement Européen Galileo fait intervenir d'autres types de fichiers.

Les différentes versions du logiciel de tomographie que nous avons développées n'utilisant que les fichiers de données, les fichiers météorologiques ainsi que les fichiers de navigation, nous ne détaillerons pas l'ensemble des fichiers rinex existant. Leur description, à titre d'information, peut se retrouver dans la partie Annexe de ce rapport de thèse.

Le nom de ces différents fichiers est facilement identifiable en raison de la même nomenclature : *ssssdddf.yyt*

« *ssss* » correspondant au nom de la station ou son code. « *ddd* » correspondant au jour de l'année du premier enregistrement effectué. Le jour est donné en jour Julien. « *f* » correspond au numéro de la session dans le jour. Si le fichier correspond à une journée complète, le paramètre *f* est égal à 0. « *yy* » correspond à l'année et « *t* » correspond au type de fichier énuméré ci-dessus. Ainsi, dans notre cas, un fichier finissant par *O* correspondra aux fichiers d'observation. Un fichier finissant par *N* ou *M* correspondra respectivement au fichier de navigation ou de météorologie. Chacun de ces différents fichiers rinex se décompose en deux parties : une entête contenant toutes les informations relatives aux stations

et au mode de traitement utilisé, un corps de données contenant toutes les informations du GPS.

Les fichiers d'observation contiennent les trois données fondamentales que sont le temps, la phase et la distance.

- Le temps contenu dans ces fichiers est celui de l'horloge des récepteurs lorsque les signaux sont reçus. A noter toutefois que ce temps ne s'exprime pas en temps universel coordonné (TUC, CUT pour Coordinated universal Time ou encore UTC compromis entre le français et l'anglais...) mais en temps TAI (Temps Atomique International), 24 heures correspondant à 2880 époques GPS. Il faut également savoir qu'il existe un décalage entre le temps UTC et le temps TAI. Ce décalage d'une seconde environ n'est pas répercuté sur les horloges satellites. Il est simplement inséré dans un message destiné aux récepteurs afin qu'ils puissent en tenir compte et donc de se synchroniser sur le temps UTC pris comme référence. De plus, le GPS a été calé le 6 janvier 1980 sur l'UTC conduisant à un décalage permanent de 19 secondes par rapport au TAI (valeur de l'écart TAI - UTC en 1980). En 2007 son écart est donc de 14 s par rapport à l'UTC.

- La distance ou plus précisément pseudo distance (PR pour Pseudo Range) est la distance entre l'antenne du récepteur et l'antenne satellite. Cette distance prend en compte les compensations dues aux horloges des satellites et des récepteurs, ainsi que d'autres perturbations comme le retard atmosphérique, etc. La pseudo distance peut donc s'écrire sous la forme :

$$PR = \text{distance} + c \times (\text{compensation horloge satellite} - \text{compensation Horloge récepteur} + \text{autres erreurs}) \quad 2.1$$

- La phase quant à elle est mesurée sur un cycle complet aux fréquences L1 et L2. Il faut toutefois noter qu'avec cette méthode il y a des problèmes d'ambiguïtés. Ceux-ci interviennent au niveau du nombre des cycles. En effet, le récepteur mesure le nombre entier de cycles du déphasage reçu depuis la première mesure. Cette quantité, appelée ambiguïté entière sera donc la même pour un couple récepteur/satellite tant que la liaison satellite ne sera pas interrompue. Les observations de la phase entre deux époques doivent donc être accompagnées du nombre entier de cycle.

Les fichiers météorologiques contiennent les données de pression ambiante, de température et d'humidité. Ils permettent comme nous le verrons par la suite de calculer des quantités utiles à l'inversion. Il est important de préciser que les informations stockées dans ces fichiers sont des données provenant des stations GPS au sol si celles-ci sont équipées de capteurs météorologiques et en aucun cas de profil vertical entre le satellite et le capteur sol. Ces fichiers sont indispensables en vue d'une résolution optimale de la tomographie. Lors du déploiement d'un réseau GPS, il est donc important d'avoir le plus grand nombre de stations (sinon toutes) implémentées avec un set météorologique. De plus, ces stations doivent être judicieusement placées. Si jamais les stations GPS ne possèdent pas de tels capteurs, il est toujours possible de faire appel à des fichiers externes pour palier à ce manque.

Les fichiers de navigation contiennent quant à eux les éphémérides des satellites GPS. Toutefois, les orbites contenues dans ces fichiers sont des orbites prédites. Elles sont donc peu précises (de l'ordre de 200m). Nous utilisons donc des fichiers d'orbites plus précis provenant de l'IGS (International GPS Service). Ceux-ci sont recalculés 15 jours après la mesure effectuée (erreur de l'ordre de 20m) ou bien des fichiers d'orbites ultra-rapides qui sont calculés en 1h (erreur de l'ordre de 50m). Ces fichiers d'orbites permettent de calculer au mieux le retard troposphérique entre une station et un satellite. Ils permettent également via les azimuts et les élévations de connaître l'orientation des rais entre les récepteurs et les satellites.

## **b. Traitement GPS. Package GAMIT**

Une fois les fichiers bruts en notre possession, il faut effectuer un premier traitement de ces données. Pour ce faire, des logiciels ont été mis au point par différents laboratoires comme le package GAMIT/GLOBK (développé au MIT, Massachusetts Institute of Technology) [King et Bock, 2002], [Herring et al, 2006a et 2006b] ou Bernese (développé à l'université de Berne) ou encore GIPSY (développé au JPL, California Institute of Technology), ainsi que par des entreprises privées comme GPSurvey, TGO ou SKI, etc. Ces différents logiciels ont pour but d'estimer la position relative en trois dimensions des stations au sol ainsi que les orbites précises des satellites. De plus, ils permettent de calculer les retards zénithaux troposphériques totaux (ZTD) [Bevis et al, 1992] pour chaque station ainsi que les gradients horizontaux troposphériques Nord/Sud et Est/Ouest. Le logiciel fournit également les résidus

de phase. Malheureusement, même si ces résidus contiennent de l'information sur l'atmosphère terrestre, il ne reste à mon avis qu'une série de bruit qu'il est difficile de traiter à sa juste valeur. En effet, outre la phase due à l'atmosphère présente dans ces fichiers, nous y retrouvons de l'information concernant les erreurs de modélisations prises en compte pour corriger les perturbations telles que celles dues à l'ionosphère, aux sauts de cycles, aux trajets multiples, etc... Nous utilisons néanmoins ces fichiers comme compléments d'informations quant à la position des satellites tout au long de notre traitement.

#### **i. Fichier ofile (ZTD + gradient)**

Pour traiter les informations des différentes campagnes, nous avons utilisé le logiciel GAMIT qui est en libre distribution. L'utilisation des fichiers rinex d'observation ainsi que les fichiers d'orbites IGS nous ont permis d'avoir accès aux retards de propagation des ondes dans l'atmosphère et d'en calculer les ZTD. Après traitement, il en résulte une série de fichiers appelée « ofile » contenant ces valeurs pour chaque époque GPS et pour chaque station. Le traitement de ces fichiers à proprement parler est effectué en plusieurs étapes [Walpersdorf et al, 2001]. En premier lieu, il convient d'utiliser le logiciel GAMIT avec une session de 24 h sans contraintes de position sur les stations de notre réseau. Cette étape permet un premier positionnement des stations sur le domaine d'étude. Une solution globale du positionnement a ensuite été calculée par l'intermédiaire du filtre de Kalman GLOBK. Les coordonnées des stations sont maintenant positionnées avec précision sur notre réseau. La dernière étape utilise à nouveau le logiciel GAMIT. Les paramètres troposphériques peuvent ainsi être établis avec un temps de résolution élevé. Une valeur toutes les 15 minutes pour les ZTD et une valeur toutes les 30 minutes pour les gradients horizontaux Nord/Sud et Est/Ouest. Toutefois, des problèmes de continuité apparaissent lors du calcul des paramètres troposphériques. En effet, ceux-ci sont mal contraints si les données disponibles avant et après l'époque d'estimation ne sont pas en nombre suffisant. Pour palier à ce problème, une stratégie de fenêtre glissante est mise en place. Six sessions de 12 heures par jour sont estimées avec un décalage de 4 heures. Les sessions commenceront donc à 0, 4, 8, 12, 16 et 20h. Sur chacune de ces sessions, seul les 4 heures situées au milieu de la fenêtre seront utilisés. Ainsi, la session appelée « a » aura une fenêtre de 0 à 12h avec des données utiles correspondant aux heures 4-8. La session appelée « b » aura une fenêtre de 4 à 16h avec des données utiles correspondant aux heures 8-12. La session appelée « c » aura une fenêtre de 8h à 20h avec des données utiles correspondant aux heures 12-16. La session appelée « d »

aura une fenêtre de 12 à 24h avec des données utiles correspondant aux heures 16-20. La session appelée « e » aura une fenêtre de 16 à 4h avec des données utiles correspondant aux heures 20-24. Enfin, la session appelée « f » aura une fenêtre de 20 à 8h avec des données utiles correspondant aux heures 0-4.

Fenêtre temporelle (h)	0-12	4-16	8-20	12-24	16-4	20-8
Fenêtre temporelle GPS	0-1440	480-1920	960-2400	1440-2880	1920-480	2400-960
Données utiles	4-8	8-12	12-16	16-20	20-24	0-4
Sessions correspondantes pour le jour 180	180a	180b	180c	180d	180e	179f

*Tableau 2.1: Récapitulatif des sessions GAMIT utilisé lors de nos campagnes.*

Les gradients horizontaux troposphériques sont également contenus dans ces fichiers « ofile ». Ils sont extraits en même temps que les ZTD. Nous en verrons l'utilité par la suite.

## **ii. Fichier DPH**

Les fichiers DPH contiennent les résidus de phase. Il est très difficile d'analyser ces données puisque les résidus contiennent des informations à la fois sur l'atmosphère mais également sur quantité d'autres paramètres. Savoir quelle part des grandeurs calculées est relative au retard de propagation n'est pas possible à l'heure actuelle. Certains logiciels de tomographie essayent d'utiliser ces fichiers comme sources d'informations complémentaires, mais des analyses doivent encore être effectuées pour mesurer réellement l'impact de leur ajout sur la tomographie. Nous n'utilisons ces fichiers que pour connaître à un instant GPS donné les valeurs d'élévations et d'azimuts des satellites nécessaires à la bonne définition du passage des raies dans les voxels.

## **2. Données complémentaires: paramètres atmosphériques au sol.**

Les données complémentaires auxquelles nous faisons appel sont les paramètres atmosphériques contenus dans les fichiers météorologiques rinex. Ces fichiers nous fournissent les valeurs de pression et de température au niveau du sol. Malheureusement, l'achat de capteurs météorologiques est onéreux et seulement peu de stations GPS en sont équipées. Ces informations sont pourtant cruciales dans l'analyse pré tomographique comme



nous le verrons dans le paragraphe 3. En effet, une interpolation des valeurs au sol est nécessaire lors du traitement des données. Or, effectuer une interpolation souvent étendue en raison de la dimension des réseaux avec seulement quelques valeurs conduit généralement à des divergences notamment à la périphérie du réseau. Ces phénomènes sont appelés effets de bords. Pour contrer ces effets, deux possibilités sont envisageables :

- positionner avec discernement les stations GPS munies des capteurs météo en périphérie du réseau et non pas au centre.
- Inclure au moment de l'interpolation des fichiers complémentaires à l'analyse visant à diminuer les effets de bords. Ces fichiers pouvant donner une information à l'extérieur du réseau considéré. (par exemple des mesures provenant du réseau synoptique de Météo-France).

Dans le cadre d'un traitement d'une de nos campagnes nous avons fait appel à ce type de fichier. En effet, sur les seize stations que comportait notre réseau, seulement trois étaient implémentées avec un capteur météo. De plus, ces stations étaient toutes très proches les unes des autres et situées au centre de notre réseau. Autrement dit, nous étions dans le pire des cas que nous pouvions trouver. Pour essayer de diminuer les effets de bords lors de l'interpolation, nous avons donc utilisé des fichiers de pression/température fournis par des stations météorologiques Météo France situées à la périphérie du réseau. Six stations annexes ont pu ainsi être ajoutées aux traitements des données.

Toutefois, malgré l'ajout de ces stations, nous avons encore quelques effets de bords non négligeables. Ceux-ci étaient dus à l'éloignement parfois grand des stations complémentaires par rapport à notre réseau.

### **3. Calculs des paramètres atmosphériques**

Une fois le traitement des ZTD effectué via le logiciel GAMIT, nous pouvons procéder aux premiers calculs atmosphériques qui serviront à la tomographie. Nous avons à ce stade en notre possession les fichiers ZTD contenant les retards troposphériques totaux à la verticale de chaque station GPS ainsi que les gradients Est/Ouest et Nord/Sud et les données météorologiques. Or nous savons que les ZTD peuvent être répartis en deux composantes [Davis, 1985]. Une composante sèche ou hydrostatique (ZHD retard hydrostatique au zénith ou Zenithal Hydrostatic Delay) qui représente 90% du délai total et une composante humide (ZWD retard humide au zénith ou Zenithal Wet Delay) qui représente les 10 % restants. Au-

delà de ces pourcentages, il faut également prendre en compte la variabilité de ces grandeurs. En effet, suivant la littérature, nous aurons des ZHD de l'ordre de 2.10 à 2.30 mètres (variabilité de 10%) qui seront assez constants pour une station donnée alors que les ZWD pourront être de l'ordre de 0.05 à 0.40 mètres (variabilité de 700%). La variabilité relative des ZWD par rapport aux ZHD est donc plus importante. Nous pouvons estimer ces deux quantités à partir des données à notre disposition.

#### **a. Premiers calculs atmosphériques**

##### **i. Calcul des ZHD**

Les premiers calculs atmosphériques que nous effectuons nous permettent d'estimer les ZHD [Saastamoinen, 1972] à partir de la pression au sol et de la position des stations GPS à l'intérieur de notre réseau. Pour connaître la pression au pied des stations ne possédant pas de capteur météorologique, nous devons utiliser une interpolation. Celle-ci peut être de plusieurs types suivant la géométrie de notre réseau ainsi que le nombre de données que nous possédons. En règle générale, nous pouvons utiliser une interpolation soit linéaire (linear), soit cubique (cubic), soit par valeur la plus proche (nearest), soit v4 (interpolation du logiciel Matlab©). Toutes ces interpolations font appel à une triangulation de Delaunay ou diagramme de Voronoï sauf la méthode v4. Les méthodes cubic et v4 produisent des surfaces lissées tandis que les méthodes linear et nearest possèdent des discontinuités dans le calcul de leurs dérivés. La figure 2.1 présente un exemple d'interpolation de pressions effectuées avec les quatre méthodes différentes.

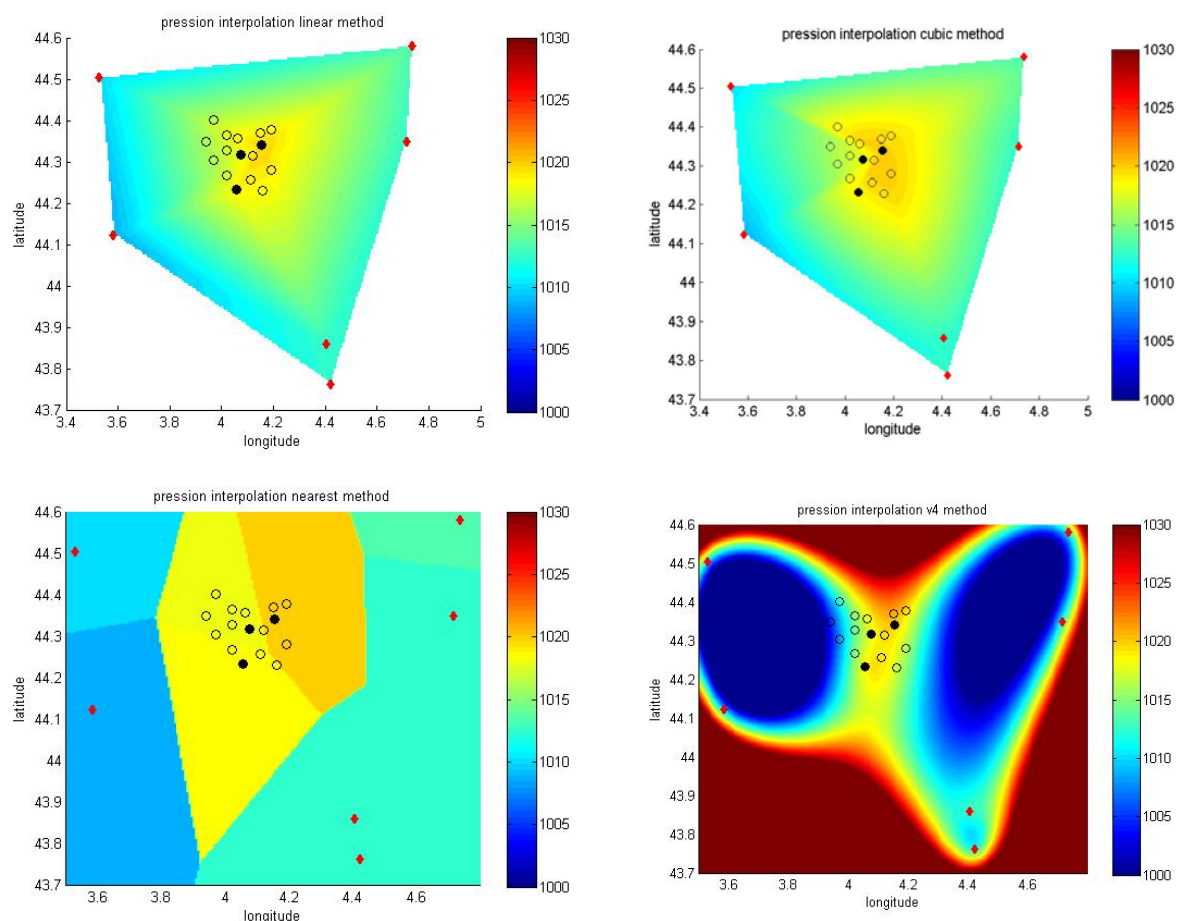


Figure 2.1: Représentation des différents types d'interpolation que nous pouvons utiliser.

Sur l'ensemble de ces graphiques, les cercles vides correspondent à notre réseau de stations GPS ne possédant pas de set météorologique. Les cercles noirs correspondent à nos stations GPS équipées de ce set nous fournissant des valeurs de pressions/températures. Comme nous pouvons le constater, ces stations sont au nombre de trois et sont toutes situées au centre de notre réseau. Pour améliorer l'interpolation, nous avons donc utilisés des stations Météo France symbolisées par des losanges rouges situés en périphérie de notre réseau GPS.

Comme nous pouvons le constater, les deux meilleures interpolations sont linear et cubic. Les deux autres n'étant soit pas suffisamment précises soit complètement erronées. L'intérêt des deux premières méthodes réside dans le fait que l'interpolation offre une résolution lissée intéressante pour la suite de nos calculs. L'inconvénient majeur vient du fait que la zone d'interpolation est contrainte par les données disponibles. L'intérêt de la méthode nearest permet d'effectuer une interpolation sur l'ensemble du réseau. En revanche, les valeurs à l'intérieur des zones définies par la triangulation de Delaunay sont fixées par les données existantes. La méthode la moins convaincante est bien entendu la méthode v4. Les

valeurs à l'extérieur du réseau sont forcées à une valeur maximum qu'il est difficile de changer. C'est pour cela que nous avons une telle disparité entre notre réseau GPS au centre de la figure et les stations de contraintes à la périphérie. Toutefois, cette interpolation peut être intéressante si le domaine à interpoler n'est pas trop grand et si les données disponibles ont une couverture homogène.

Une fois cette interpolation correctement effectuée, nous pouvons calculer les ZHD au moyen de l'équation suivante :

$$ZHD = \frac{2.277 \times \text{pression}}{\frac{f(rlat, ralt)}{1000}} \quad 2.2$$

Avec

$$\begin{aligned} f &= 1 - 0.266 \times 10^{-2} \times \cos(2 \times \text{phi}) - 0.28 \times 10^{-3} \times h \\ \text{phi} &= \text{rlat} \\ h &= \text{ralt} \end{aligned} \quad 2.3$$

Le terme « *pression* » correspond à la pression au pied de chaque station GPS. Le terme « *f* » correspond à une équation dépendant de la latitude (*rlat*) et de l'altitude (*ralt*) de la station GPS où le calcul est effectué. Cette quantité se mesure en mètres. Bien que l'équation 2.3 soit continue, l'équation 2.2 est contrainte par le nombre de valeur temporelle de pression que nous pouvons avoir (discontinue). Dans notre cas, une valeur pour chaque échéance de pression sera estimée. Cela correspond à une valeur toutes les quinze minutes en ce qui concernent les capteurs météorologiques implémentés sur les stations GPS jusqu'à une par heure en ce qui concerne les stations additionnelles Météo France.

## ii. Calcul des ZWD

Le second calcul que nous devons effectuer est l'estimation de la partie humide des ZTD. En utilisant les précédentes informations (ZTD fournies par le GPS) et les nouvelles (ZHD fournies par les capteurs météorologiques), nous sommes en mesure d'estimer la participation de l'humidité à travers l'équation

$$ZTD = ZHD + ZWD$$

$$\Rightarrow ZWD = ZTD - ZHD$$
2.4

Il va sans dire que cette quantité, représentant seulement 10% de notre délai total, est la plus importante pour le traitement GPS. Les autres quantités n'étant que des calculs permettant de définir cette grandeur. En effet, ce sont seulement ces 10% qui contiennent une information sur la densité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Toutefois, nous n'avons pas encore accès à cette grandeur. Pour le moment, nous n'avons que le retard de propagation dû à la composante humide de l'atmosphère.

### **b. Calculs de la distribution de la vapeur d'eau**

Une fois les ZWD connus, il nous est possible de convertir ce délai humide en IWV (Integrated Water Vapor). C'est-à-dire en équivalent de vapeur d'eau intégrée sur une colonne à la verticale de la station GPS considérée.

#### **i. Calcul des IWV**

Le calcul des IWV est facile à réaliser. Il va utiliser les ZHD précédemment calculés et les valeurs de températures provenant des fichiers météorologiques et autres capteurs. Comme précédemment, une interpolation de la température est nécessaire afin de récupérer une valeur pour chaque station GPS où nous souhaitons calculer des IWV. Ainsi, l'équation utilisée sera [Bevis et al, 1992]:

$$IWV = \frac{ZWD}{PI}$$
2.5

Dans la littérature, le terme  $PI$  s'exprime de la manière suivante :

$$PI = 10^{-8} \times \rho \times R_v \times \left[ \left( \frac{k_3}{T_m} \right) + k_2' \right]$$
2.6

Où  $\rho$  est la densité de l'eau liquide,  $R_v$  est la constante des gaz parfaits de la vapeur d'eau, la constante  $k_3$  et l'arc  $k_2'$  correspondent à la réfractivité atmosphérique. Le terme  $T_m$  est défini par (voir également [Bevis, 1994]):

$$T_m = \frac{\int \rho_v dz}{\int \frac{\rho_v}{T} dz} \quad 2.7$$

Où  $\rho_v$  est la densité de vapeur d'eau,  $T$  est la température et  $z$  les coordonnées verticales. Comme nous le voyons dans l'équation 2.7, pour calculer  $T_m$  nous devons avoir des informations sur la pression de vapeur d'eau et sur la température suivant un profil vertical. Ces informations n'étant pas forcément facile à obtenir, Bevis définit une approche simplifiée en dérivant une relation linéaire entre la température de surface  $T_0$  et  $T_m$ . Cette relation est fondée sur quelques 9000 radiosondages provenant des USA.

$$T_m = 70.2 + 0.72 \times T_0 \quad 2.8$$

Quelques années plus tard, Emardson et Derks [Emardson et Derks, 1999] ont testé différents facteurs  $PI$  basé sur l'équation 2.8 afin de se rendre compte de la validité des modèles en Europe. Ainsi, quatre équations différentes peuvent être utilisées pour définir le coefficient  $PI$ .

Une équation basée sur une relation linéaire entre  $T_m$  et la température de surface :

$$PI = a_0 + \frac{a_1}{a_2 + (t_s - T_m)} \quad 2.9$$

Une équation basée sur une décomposition en série de Taylor donnant une équation polynomiale.

$$PI = a_0 + a_1 \times (t_0 - T_m) + a_2 \times (t_0 - T_m)^2 \quad 2.10$$

Une équation basée seulement sur un modèle annuel de variations de la température.

$$PI = a_0 + a_1 \times \theta + a_2 \times \sin\left(2\pi \times \frac{t_d}{365}\right) + a_3 \times \cos\left(2\pi \times \frac{t_d}{365}\right) \quad 2.11$$

Où  $\theta$  correspond à la latitude du site et  $t_d$  au jour décimal de l'année.

Enfin, la dernière équation pouvant être utilisée est un modèle hybride faisant intervenir à la fois l'équation polynomiale et l'équation basée sur le modèle annuel :

$$PI = a_0 + a_1 \times (t_0 - T_m) + a_2 \times (t_0 - T_m)^2 + a_3 \times \theta + a_4 \times \sin\left(2\pi \times \frac{t_d}{365}\right) + a_5 \times \cos\left(2\pi \times \frac{t_d}{365}\right) \quad 2.12$$

Dans tous les cas ci-dessus, le terme  $PI$  est une fonction de la température moyenne de l'atmosphère  $T_m$  calculée à partir de la température au sol et de la pression. Lors du développement de notre logiciel de tomographie, nous avons choisi d'utiliser l'équation polynomiale 2.10. Elle offre une bonne estimation du coefficient  $PI$  sans toutefois être lourde à mettre en place comme le sont les équations 2.11 et 2.12.

Les paramètres de l'équation 2.10 ont été estimés comme suit. Le coefficient  $T_m$  vaut  $T_m = 289.76 \text{ K}$  et a été calculé en utilisant les mesures des radiosondes de 38 sites différents correspondants à environ 37 000 profils verticaux [Emardson et Derks, 1999]. Les trois coefficients polynomiaux  $a_i$  valent :  $a_0 = 6.324$ ,  $a_1 = -0.0177$ ,  $a_2 = -0.000075$ . Le terme  $t_s$  étant la température précédemment interpolée au pied de nos stations.

Suivant la région où la tomographie sera effectuée, ces différentes grandeurs peuvent changer. En effet, on peut trouver dans la littérature des coefficients globaux fondés sur 120 000 profils quelque soit le lieu de la campagne. Toutefois, quatre régions différentes ont fait l'objet d'une étude détaillée ayant pour conséquence un ajustement de ces coefficients. Ainsi, les régions de la Baltique, centre Europe, Atlantique et Méditerranéenne possèdent leurs propres coefficients. Dans le cadre de nos études, nous avons utilisé les coefficients méditerranéens. Des études complémentaires ont également été réalisées afin de connaître la validité de ce facteur  $T_m$  [Mendes et al, 2000].

Le calcul des IWV est véritablement le premier résultat exploitable en tant que tel. En effet, cette valeur intégrée reflète l'état de l'atmosphère à la verticale de la station pour un temps donné [Mazany et al, 2002], [Baltink et al, 2002]. Le fait de connaître cette valeur au pied de chaque station nous permet d'étudier l'évolution de l'atmosphère avant un traitement

tomographique. Des séries temporelles ou encore des interpolations sur notre réseau de cette grandeur fournissent déjà un aperçu des événements qui pourront être intéressants et pris en compte lors d'un traitement tomographique détaillé coûteux en temps. A noter que le calcul de cette grandeur a été à de nombreuses reprises étudié et validé par comparaisons avec d'autres systèmes de mesures [Liou et al, 2000], [Pacione et al, 2002], [van Baelen et al, 2005]. De plus, cette quantité est testée à l'heure actuelle en vue d'une assimilation dans les modèles de prévisions atmosphériques (NWP numerical weather prediction) [Guerova et al, 2006].

La figure 2.2 présente un exemple de série temporelle d'IWV (exprimée en mètre) sur quatre jours consécutifs pour une station GPS donnée. Les jours étant séparés par des lignes pointillées verticales.

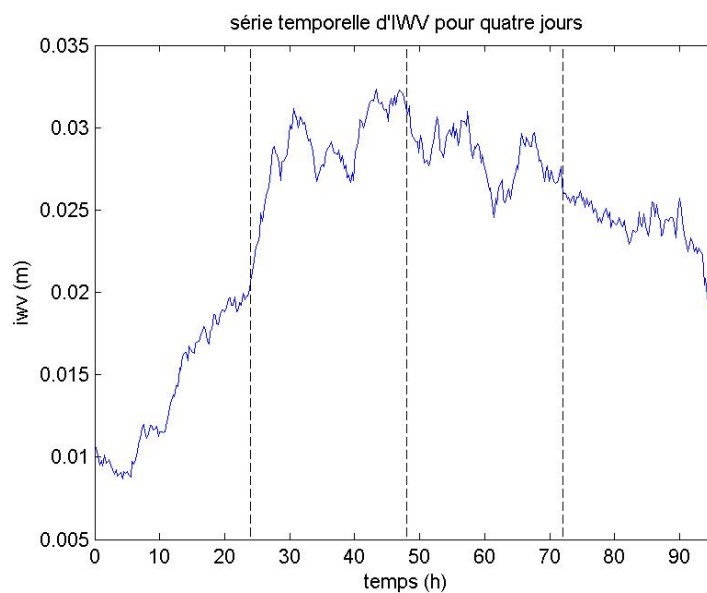


Figure 2.2: Exemple de série temporelle d'IWV sur plusieurs jours pour une station donnée.

On remarque de suite qu'au début de la série temporelle, l'atmosphère est sèche. Les jours suivants voient une augmentation brutale de la vapeur d'eau intégrée. Nous pouvons donc cibler de manière précise les périodes intéressantes devant être analysées plus précisément avec la tomographie. De plus, le fait de tracer sur un même graphique les séries temporelles des stations proches les unes des autres (ou la totalité dans le cas d'un réseau de faible dimension) nous permet de vérifier si une station a eu un dysfonctionnement pendant la capture des informations.



Un exemple de série temporelle d'IWV pour toutes les stations d'un même réseau est présenté à la figure 2.3.

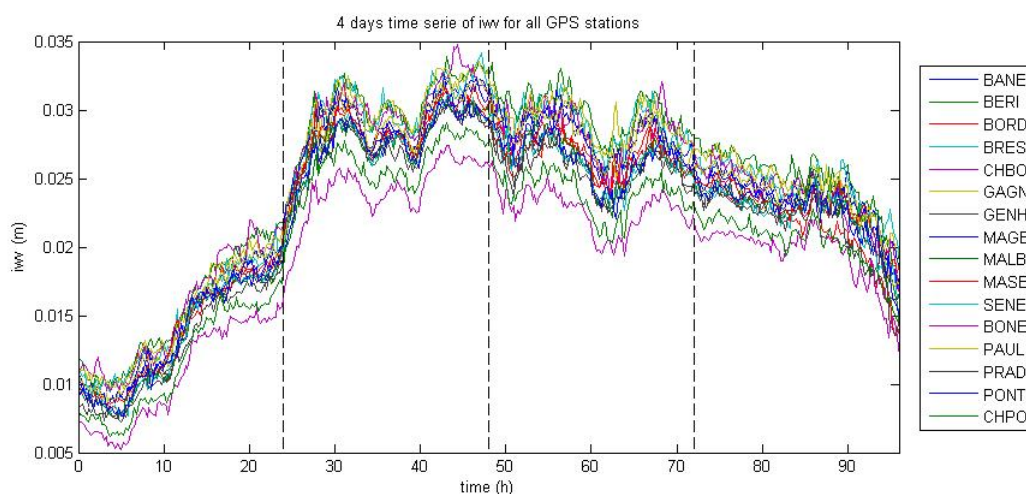


Figure 2.3: Série temporelle d'IWV sur plusieurs jours pour l'ensemble de nos stations.

Ce graphique nous permet donc de vérifier si une station ne comporte pas de valeurs erronées sur les quatre jours qu'a duré cet événement pluvieux. Ce type de série temporelle nous permet également de connaître le différentiel d'IWV entre deux stations proches et d'altitudes différentes. Ceci peut être intéressant pour essayer de comprendre le mouvement de la vapeur d'eau sur des tranches d'altitude de différentes épaisseurs. Une étude de ce type est actuellement en cours au Laboratoire de Météorologie Physiques entre trois sites d'altitudes différentes afin de mettre en évidence les flux de vapeur d'eau entre les différentes couches de l'atmosphère.

La dernière information pouvant être exploitée à l'aide des IWV concerne les cartes en deux dimensions (2D) de la vapeur d'eau. Ces cartes sont une interpolation des différents IWV calculés à partir des valeurs de chacune des stations GPS du réseau. L'avantage de ces cartes 2D provient du fait que nous pouvons comprendre de quel côté arrive la vapeur d'eau au fil du temps. Ci-dessous deux exemples de carte 2D d'IWV avec trois méthodes d'interpolations. Dans l'ordre, nous avons « cubic » (similaire à « linear » dont nous n'avons pas présenté le résultat), « v4 » et « nearest ».

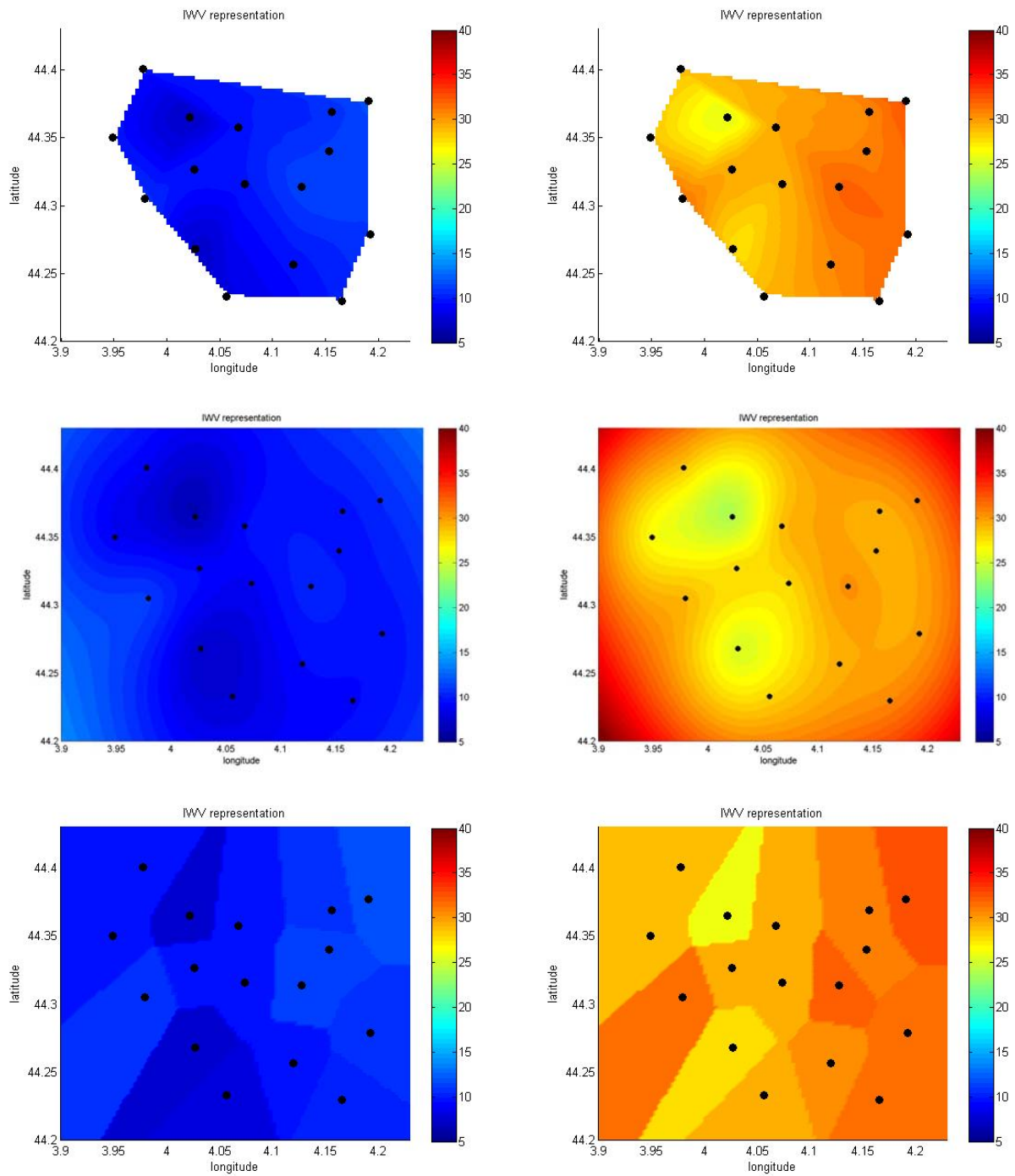


Figure 2.4: Représentation de cartes horizontales (2D) d'IWV avec différentes méthodes d'interpolations. (cubic, « v4 » et nearest de haut en bas).

La première colonne correspond au premier jour du graphe précédent pour la première heure de la journée. Nous retrouvons une atmosphère sèche avec des valeurs d'IWV faibles pour les différentes stations GPS. La deuxième colonne correspond à la première heure du troisième jour soit une atmosphère beaucoup plus humide. L'interpolation des cartes d'IWV

doit se faire sur l'ensemble de notre domaine d'étude afin de réaliser dans de bonnes conditions l'inversion tomographique. Ainsi, les méthodes « linear » et « cubic » ne peuvent pas être utilisées malgré les bons résultats. Il reste donc les méthodes « nearest » et « v4 » exposées ci-dessus. Nous avons opté pour la méthode « v4 » qui fonctionne dans le cas des interpolations d'IWV puisque nous possédons des valeurs pour chaque station (cercles noirs). Une interpolation par la méthode « nearest » peut être envisagée mais le résultat est beaucoup moins précis. Or, les cartes 2D d'IWV comme nous le verrons dans le chapitre suivant sont utilisées comme champs d'initialisation de l'équation d'inversion. Il est donc préférable d'avoir de bonnes valeurs à l'intérieur de notre réseau avec des effets de bords que nous connaissons (méthode « v4 ») plutôt qu'une interpolation sans effet de bords mais avec une variabilité entre les voxels quasiment nuls (méthode « nearest »).

## **ii. Limitation des IWV**

La première limitation importante des IWV provient du fait que ces valeurs sont des valeurs intégrées [Tregoning et al, 1998]. Il nous donne une indication intéressante à la verticale de la station mais ne tient pas compte de la structure verticale de l'atmosphère. Ainsi, nous pourrions avoir les mêmes valeurs d'IWV dans des cas complètement différents. Par exemple dans le cas d'une atmosphère calme et très stratiforme ou lors d'un front humide d'altitude pénétrant sur notre domaine. Il nous est donc impossible en nous basant uniquement sur les valeurs des IWV de retrouver la structure verticale de la densité de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

La deuxième limitation provient du traitement informatique lui-même. En effet, dans le cas où une station GPS tomberait en panne pendant un court instant, le calcul des IWV se verrait affecté par ce défaut. En effet, les ZWD sont calculés en fonction de l'altitude des stations (équation 2.3). Si une station ne fonctionne pas, le programme pré tomographique calculera des valeurs erronées concernant cette grandeur. Nous aurons un effet « boule de neige » puisque les ZWD interviennent dans le calcul des IWV. Heureusement, de telles erreurs sont soit rapidement détectables notamment lors du tracé des cartes 2D, soit sans grande influence. La figure 2.5 présente un exemple de ce problème rencontré lors d'une campagne.

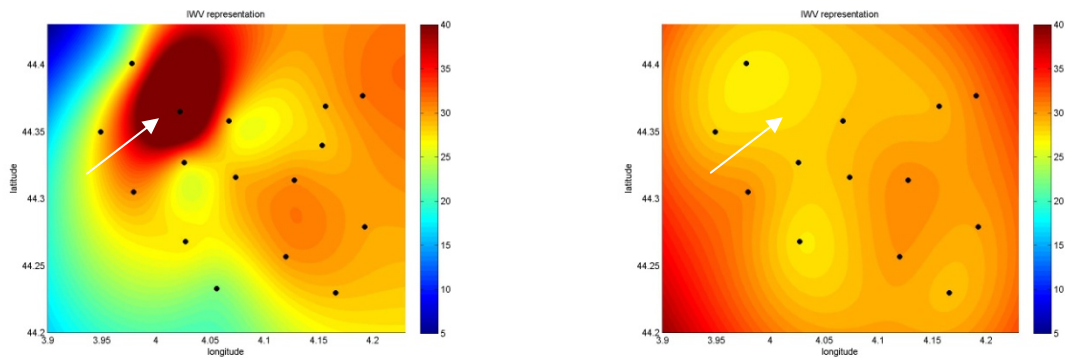


Figure 2.5: Exemple de données erronées concernant les IWV.

Nous voyons clairement dans la carte de gauche que la région indiquée par la flèche blanche est incorrecte. En effet, cette station située en altitude a cessé de fonctionner pendant quelques heures entraînant des valeurs d'IWV incorrectes pendant cette période. Il a donc fallu retirer des calculs cette station pour arriver à un résultat plus probant comme illustré par la carte de droite. On notera que le repère de la station (cercle noir) a disparu entre les deux cartes. Bien entendu, nous avons montré un cas extrême où la station la plus élevée du réseau posait un problème. Bien souvent, le relief ne joue qu'un rôle secondaire au niveau des campagnes GPS et l'arrêt d'une station peut ne pas apparaître dans la représentation 2D des cartes d'IWV. Il faut toutefois garder à l'esprit que de telles erreurs peuvent se produire. Il convient donc de vérifier ces résultats avant d'aller plus loin dans le traitement des données GPS pour la tomographie.

### iii. Calcul des SIWV

Une fois ces différentes grandeurs calculées, nous pouvons nous pencher sur le traitement des Slant Integrated Water Vapor (SIWV) ou vapeur d'eau intégrée oblique. Ce sont les IWV projetés sur la ligne de vue des satellites, et ce pour tout satellite de la constellation visible à l'instant «  $t$  ». On se rend donc compte du gain d'informations que l'on obtient. En effet, s'il n'y a qu'une seule valeur d'IWV par station, nous multiplions en moyenne ce nombre par 7 ou 8 lors du passage des IWV aux SIWV. Ces grandeurs sont les paramètres d'entrées de notre logiciel de tomographie. Elles correspondent à nos données  $d$  dans l'équation 1.46.

De manière similaire à l'équation 2.5, nous pouvons écrire

$$\begin{aligned}
STD &= SHD + SWD \\
\Rightarrow SWD &= STD - SHD
\end{aligned}
\tag{2.13}$$

Cette fois-ci, nous ne faisons plus intervenir les retards zénithaux mais les retards obliques (S pour Slant). Il nous suffit donc de calculer les SHD ainsi que les STD à partir des ZHD et des ZTD pour avoir accès aux SWD. Ces calculs se font par le biais de fonctions de projections (mapping function) et de gradients [Niell, 1996], [Niell, 2000], [Boehm et al, 2006a], [Boehm et al, 2006b]. En effet, le retard de propagation sur la ligne de vue des satellites est modélisé par le produit du retard au zénith et un facteur qui a pour nom « mapping function ». Cette fonction de projection décrit la dépendance de l'angle d'élévation par rapport au retard de propagation. Les gradients quant à eux servent à introduire une hétérogénéité de la troposphère suivant l'azimut de la projection. Les fonctions de projections utilisées dans notre logiciel correspondent aux fonctions humides et hydrostatiques développées par Niell [Niell, 1996] pour le retard principal, et correspondent à celles de Chen et Herring pour les gradients [Chen et Herring, 1997]. De manière générale, nous pouvons écrire

$$SXD = ZXD \times mapping\ function(el) + gradient(az) \times mapping\ function(el)
\tag{2.14}$$

Le terme  $X$  pouvant être le retard hydrostatique (H), le retard humide (W) ou le retard total (T). A ce stade, trois méthodes sont donc théoriquement possibles afin d'estimer les SWD.

La première méthode serait d'estimer directement les SWD par le biais de l'équation 2.14. Nous aurions donc l'équation suivante

$$SWD = ZWD \times WMF(el) + Wg(az) \times WMFg(el)
\tag{2.15}$$

Dans cette équation, les ZWD sont connus, la fonction de projection humide (WMF pour Wet Mapping Function) peut être calculable à partir de celle de Niell, mais malheureusement les gradients humides (Wg pour Wet gradient) sont inconnus. En effet, lors du traitement GAMIT, seul la composante totale des gradients peut être estimée. La fonction

de projection des gradients pouvant être calculée (WMFG pour Wet Mapping Function gradient). Nous ne pouvons donc pas calculer les SWD directement avec cette méthode.

La deuxième méthode consiste à faire appel à l'équation 2.13. En effet, dans cette équation, nous pouvons estimer les STD et les SHD comme le montre l'équation générale 2.14 par

$$\begin{aligned} SHD &= ZHD \times HMF(el) + Hg(az) \times HMFg(el) \\ STD &= ZTD \times TMF(el) + Tg(az) \times TMFg(el) \end{aligned} \quad 2.16$$

Nous retrouvons les différentes Mapping Function *TMF* et *HMF* pour Total Mapping Function et Hydrostatique Mapping Function. Les termes *Tg* et *Hg* représentant les gradients totaux et hydrostatiques. Les termes *TMFg* et *HMFg* représentant les Mapping Function totales et hydrostatiques pour les gradients.

Concernant la première équation, nous n'avons pas de problèmes particuliers dans l'estimation des termes. Le retard et les gradients hydrostatiques peuvent être estimés à partir des *ZHD* et des valeurs de pression au sol. La fonction de projection hydrostatique peut également être estimable. La deuxième équation fait intervenir des quantités totales. Les estimations des retards et des gradients totaux sont connues puisque ce sont des sorties du logiciel GAMIT. En revanche, les estimations des Mapping Function totales posent un problème. Nous avons donc dû modifier cette équation en utilisant uniquement la composante hydrostatique. Cela nous conduit à l'équation 2.17

$$STD = ZTD \times HMF(el) + Tg(az) \times HMFg(el) \quad 2.17$$

Cette fois-ci, nous sommes en mesure d'estimer correctement les SWD en combinant les équations 2.13, 2.16 et 2.17 pour donner

$$\begin{aligned} SWD &= STD - SHD \\ \Rightarrow SWD &= ZTD \times HMF(el) + Tg(az) \times HMFg(el) \\ &\quad - (ZHD \times HMF(el) + Hg(az) \times HMFg(el)) \\ \Rightarrow SWD &= (ZTD - ZHD) \times HMF(el) + (Tg(az) - Hg(az)) \times HMFg(el) \end{aligned} \quad 2.18$$

Il nous suffit maintenant de considérer la composante Nord/Sud et Est/Ouest des gradients pour conduire à l'équation générale de l'estimation des SWD

$$SWD = (ZTD - ZHD) \times HMF(el) + (gradNS - gradhNS) \times \sin(az) \times HMFg(el) + (gradEW - gradhEW) \times \cos(az) \times HMFg(el) \quad 2.19$$

*gradNS* et *gradEW* correspondent donc respectivement à la composante Nord/Sud et Est/Ouest du gradient total. *gradhNS* et *gradhEW* correspondent respectivement à la composante Nord/Sud et Est/Ouest du gradient hydrostatique.

La dernière méthode pour estimer les SWD fait appel également à l'équation 2.13. Cependant, certains laboratoires, particulièrement le GFZ de Potsdam, estiment directement les STD et non pas les ZTD. Nous pouvons donc utiliser ces grandeurs directes par le biais de l'équation suivante :

$$\Rightarrow SWD = STD - ZHD \times HMF(el) + (gradhNS \times \sin(az) + gradhEW \times \cos(az)) \times HMFg(el) \quad 2.20$$

Une fois les SWD estimés au moyen de la deuxième ou de la troisième méthode, nous pouvons calculer à proprement parler les SIWV de la même manière que l'équation 2.5

$$SIWV = \frac{SWD}{PI} \quad 2.21$$

Le terme PI faisant référence à celui calculé par le biais de l'équation 2.6. Nous avons donc vu dans ce chapitre les différentes équations nécessaires à la pré-tomographie. Une fois que nous sommes en possession des valeurs des SIWV ainsi que leurs localisations spatiales, nous pouvons effectuer le découpage de ces rais à travers les voxels (chapitre 1.1.c), calculer les matrices de variances/covariances, la matrice d'initialisation et le coefficient alpha (chapitre 1.2.a, b) et résoudre l'équation 1.46 afin d'avoir les valeurs de densités de vapeur d'eau.

A noter toutefois que nous utilisons les ZTD, les gradients et les projections afin de parvenir au résultat souhaité. Nous utilisons cette méthode puisque nous avons opté pour un traitement GAMIT des données GPS (paragraphe II-1-b). Toutefois, une estimation directe

des STD est possible et est notamment utilisée au GFZ Potsdam. Nous exposons les résultats tomographiques obtenus dans le chapitre 7 de cette thèse.



## Chapitre 3

### Tests de sensibilité et validation

Dans les chapitres précédents, nous avons expliqué de manière détaillée le principe du problème inverse ainsi que les paramètres qui intervenaient dans l'énoncé de la solution (équation 1.46). Nous avons également donné un descriptif des différentes grandeurs atmosphériques utilisées en vue de l'inversion (traitement pré-tomographique). Nous pouvons maintenant lancer l'inversion, ou le logiciel de tomographie à proprement parler, et discuter des résultats.

#### 1. Généralités

Le développement d'un logiciel nécessite des précautions quant aux résultats qu'il est susceptible de fournir. Sont-ils corrects ? Confirment-ils ceux trouvés par d'autres logiciels ? Quelles sont les limitations que peut avoir un algorithme ? Etc. Ces questions peuvent trouver des réponses à travers des tests de validation et de sensibilités [Gradinarsky et Jarlemark, 2004]. Le premier test, comme son nom l'indique, va permettre de connaître la validité de ces résultats par rapport à une référence : logiciel déjà validé, résultats dont la véracité est sûre etc... Les deuxièmes tests vont permettre de comprendre les limitations du logiciel et de trouver la manière optimale de l'utiliser en faisant varier toute une série de paramètres. De part la complexité de la tomographie atmosphérique par GPS, nous ne pouvons malheureusement pas dissocier les tests de validité et de sensibilités. Nous avons donc dû mener conjointement ces études en essayant de couvrir le plus de cas représentatifs possibles.

Pour tester notre logiciel, nous avons utilisé les sorties d'un logiciel de modèle non-hydrostatique méso-échelle troposphérique en 3 dimensions (3D) à haute résolution utilisé au Laboratoire de Météorologie Physique (modèle de Clark, [Clark, 1977], [Clark, 1979], [Clark et Hall, 1996]). Cela nous a permis d'avoir accès à des atmosphères synthétiques de références. Une comparaison avec nos propres résultats 3D tomographiques a donc été possible. Plus spécifiquement, nous avons utilisé différentes époques pour lesquelles nous connaissions la répartition de la densité de vapeur d'eau sur l'ensemble de notre domaine d'étude défini selon la première campagne de mesures analysée et correspondant à une

superficie de 26x26 km<sup>2</sup>. Définissant un réseau de stations GPS et une configuration de satellites, nous avons pu extraire de ces atmosphères synthétiques des valeurs de SIWV en intégrant les valeurs de densité de vapeur d'eau le long de la ligne de vue station/satellite. Pour l'ensemble des tests de sensibilités, la constellation de satellites utilisée correspond à un cas réel et représentatif de la campagne de mesures réalisée, tandis que la disposition des stations GPS a été fixée comme étant une variable modifiable (voir paragraphe 3). Les SIWV ont ensuite été répartis dans les différents voxels pour obtenir notre modèle linéaire G (voir équation 1.46) et l'inversion tomographique a été effectuée. Pour finir, nous avons comparé l'ensemble de nos résultats avec les atmosphères synthétiques originales et nous avons analysé les différences. Avant de voir dans le détail les différents tests de sensibilités que nous avons effectués, nous pouvons noter une source d'erreurs que nous ne pouvons malheureusement pas quantifier. Lors d'une campagne tomographique, nous devons connaître avec précision le positionnement des stations GPS ainsi que leurs altitudes. Si la connaissance des coordonnées longitudinales et latitudinales ne posaient pas de problèmes avec le modèle atmosphérique servant de référence, il n'en était pas de même pour l'estimation de l'altitude des stations. En effet, le modèle atmosphérique utilisé avait une définition altitudinale (par ligne de niveau) trop faible pour retrouver une valeur au point des stations GPS. Nous avons donc approximé au mieux l'ensemble de ces valeurs pour essayer de limiter les erreurs.

## **2. Initialisation / Dilution verticale**

Le premier test que nous avons effectué a porté sur l'initialisation des voxels ainsi que sur la dilution verticale des résultats. En effet, comme nous l'avons vu dans la partie traitant des équations de la tomographie, le terme  $m_0$  qui initialise le programme est un facteur parmi les plus importants de l'algorithme. Même si l'utilisation d'un filtre de Kalman que nous verrons au paragraphe 6 permet de limiter l'impact de l'initialisation, il convient de bien réfléchir à ce facteur lors de la première itération. La dilution verticale quant à elle rend simplement compte de l'absence de forçages verticaux pendant le processus d'inversion. Il est toutefois intéressant de noter que cette dilution peut être réduite comme nous le verrons dans la partie 3.

### a. Initialisation

La première initialisation que nous avons testée part du principe qu’aucune information sur la densité de vapeur d’eau initiale n’est connue. Nous utilisons donc des valeurs standard atmosphériques calculées sur la base de radiosondages au dessus de l’Europe. Nous retrouvons une exponentielle décroissante qui sera interpolée suivant le nombre de couches verticales utilisées pendant l’inversion.

Pour améliorer cette initialisation, nous utilisons également les valeurs des IWV comme une correction de l’atmosphère initiale. Ainsi, la somme des voxels dans chaque colonne nous donne une valeur d’IWV correspondant à ceux calculés durant le pré processus d’inversion. Pour ce faire, nous calculons pour chaque colonne de voxels un coefficient basé sur le rapport entre la valeur moyenne des IWV interpolées contenues dans cette colonne et la somme des valeurs initiales fournies par l’atmosphère standard :

$$coef\_iwv = \frac{\overline{IWV}}{\sum x\_ap} \quad 3.1$$

$Coef\_iwv$  représente la correction que nous allons appliquer au modèle a priori.  $\overline{IWV}$  représente la moyenne de vapeur d’eau intégrée sur une colonne de voxels.  $\sum x\_ap$  correspond à la somme de la densité de vapeur d’eau a priori sur la même colonne de voxels. Cela correspond dans une certaine mesure à un équivalent d’IWV fournit par l’atmosphère standard.

La nouvelle initialisation s’écrit donc

$$x\_apn = x\_ap \times coef\_iwv \quad 3.2$$

En faisant la somme pour chaque colonne de voxels de ces nouvelles valeurs, nous retrouvons bien la moyenne des IWV. En effet,

$$\begin{aligned}\sum x_{apn} &= \sum x_{ap} \times coef_{iwv} \\ \Rightarrow \sum x_{apn} &= coef_{iwv} \times \sum x_{ap}\end{aligned}\tag{3.3}$$

En remplaçant  $coef_{iwv}$  par sa valeur définie en 3.1 nous obtenons

$$\sum x_{apn} = \frac{\overline{IWV}}{\sum x_{ap}} \times \sum x_{ap}\tag{3.4}$$

Après simplification

$$\sum x_{apn} = \overline{IWV}\tag{3.5}$$

Nous avons donc procédé à un recalage des valeurs initiales de densité de vapeur d'eau en prenant en compte les IWV observés. La figure 3.1 représente ce principe pour une colonne de voxels donnée.

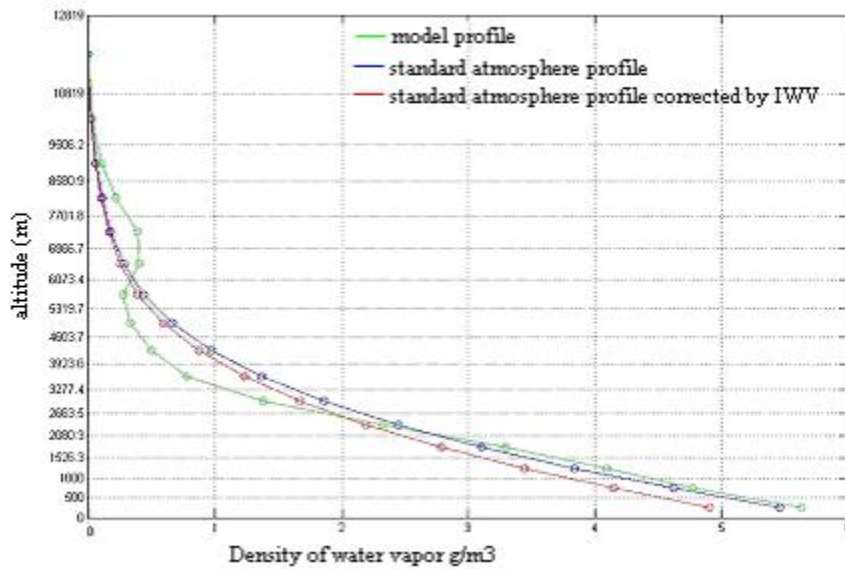


Figure 3.1: Initialisation des voxels par profil standard.

La courbe en vert correspond à notre profil vertical de référence i.e provenant directement de notre modèle. La courbe en bleu correspond au profil standard utilisé comme valeur a priori. Enfin, la courbe rouge correspond aux valeurs de densité de vapeur d'eau qui

seront utilisées dans notre logiciel i.e le profil standard recalé à partir des différentes valeurs des  $\overline{IWV}$ . L'intérêt de ce graphe provient du fait que si nous calculons l'intégrale sous la courbe rouge et l'intégrale sous la courbe verte, nous trouverons le même résultat correspondant aux valeurs des  $\overline{IWV}$ . Ce recalage a en effet pour but de parvenir à ces mêmes valeurs intégrales sur l'ensemble des voxels. Nous pouvons d'ores et déjà noter sur ce graphe la présence d'une couche humide située aux alentours de 6000 m d'altitude (courbe verte).

### **b. Dilution verticale**

Lors de l'inversion tomographique, nous avons constaté un problème important au niveau de la restitution verticale de la densité de vapeur d'eau. Le logiciel que nous avons développé s'est voulu être un algorithme sans contraintes extérieures. C'est-à-dire que nous ne faisons appel à aucun forçage lors du processus d'inversion. Il en résulte une forte dilution aisément compréhensible puisque l'observable utilisé est une valeur intégrée verticalement sur l'ensemble de l'atmosphère. Donc, si aucun forçage vertical n'est ajouté lors de l'inversion, nous n'avons aucune donnée sur la répartition verticale de la vapeur d'eau entraînant une homogénéisation de cette dernière.

Le premier exemple de test tomographique démontre bien ce résultat. Il a été réalisé à partir d'une initialisation par atmosphère standard recalée par les  $\overline{IWV}$ . La figure 3.2 de gauche représente notre modèle. Celle de droite représente le résultat de l'inversion et la figure 3.3 la différence entre le modèle et le résultat. Nous trouverons dans les paragraphes suivants des statistiques chiffrées concernant ce premier résultat. Toutefois, il peut être intéressant de faire quelques remarques qualitatives concernant ces figures.

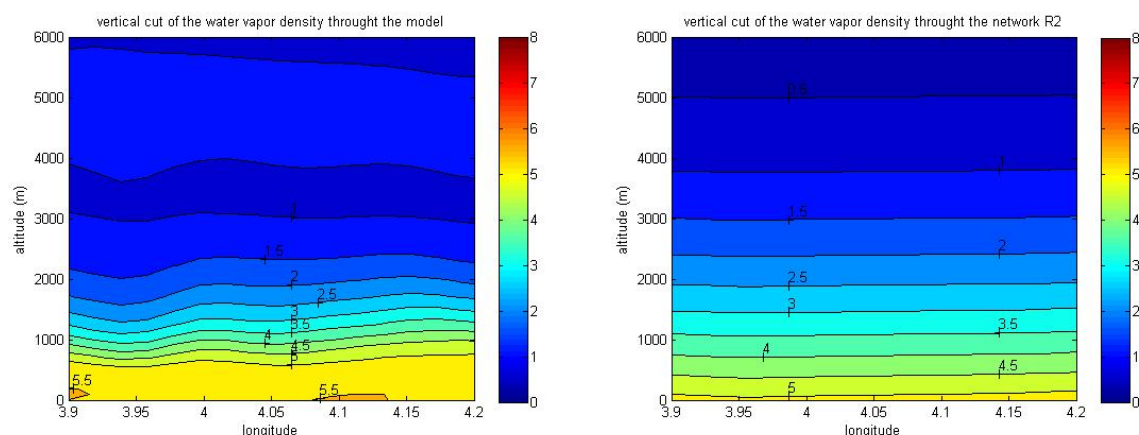


Figure 3.2 : Exemple de dilution verticale. Figure de gauche: modèle atmosphérique. Figure de droite: résultat tomographique. Densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

Si nous retrouvons après inversion le même ordre de magnitude concernant la densité de vapeur d'eau par rapport au modèle, nous voyons clairement la dilution verticale. Dans le cas présent, ceci est dû au fait que la tomographie ne peut pas contraindre la position verticale d'une couche horizontale homogène d'une certaine densité de vapeur d'eau si cette couche couvre l'ensemble de notre réseau GPS.

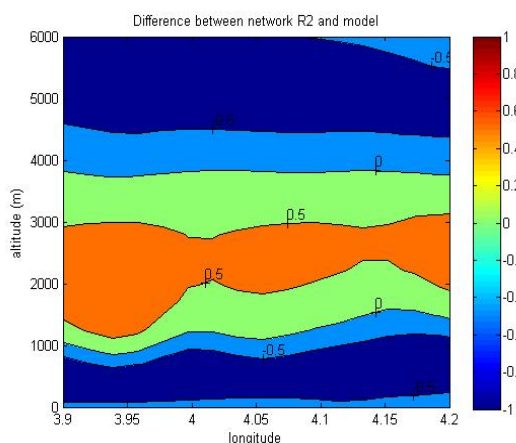


Figure 3.3: Différence entre le modèle et la tomographie concernant la dilution verticale. Initialisation par profil standard, densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

Pour mieux comprendre ce premier test, nous avons quantifié la différence que nous pouvons observer entre le modèle et le résultat. La figure 3.3 nous montre précisément cette différence, en particulier la dilution de la vapeur d'eau. Nous observons une sous estimation de densité dans les basses couches de l'atmosphère, une sur estimation dans les couches

moyennes et enfin une nouvelle fois une sous estimation dans les couches les plus hautes due à une bande plus humide dans notre modèle.

Bien que le travail en 3D ne facilite pas les choses, nous avons essayé de quantifier ces différences au moyen de différentes grandeurs. Le tableau suivant représente le pourcentage de données comprises entre deux limites fixées. La première partie correspond au pourcentage de données quand une différence positive est trouvée. La deuxième partie nous montre le pourcentage quand une différence négative est trouvée. Enfin, la dernière partie nous donne la somme cumulative des deux précédentes parties. Ainsi, nous pouvons lire que 100% des différences sont comprises entre  $-1 \text{ g/m}^3$  et  $+1 \text{ g/m}^3$ . Les chiffres les plus importants ont été mis en gras afin de faciliter la lecture.

La différence négative maximale entre le modèle et notre résultat est localisée dans l'intervalle  $-0.7 \text{ g/m}^3$  jusqu'à  $-0.8 \text{ g/m}^3$  correspondant au manque de vapeur d'eau dans les couches les plus basses et hautes de l'atmosphère visible sur la figure 3.3. La différence positive maximale est trouvée quant à elle dans l'intervalle  $0.5 \text{ g/m}^3$  jusqu'à  $0.6 \text{ g/m}^3$  et est localisée dans les couches moyennes (1500m à 3000m).

Positive difference (in $\text{g/m}^3$ )	0 up to 0.1	0.1 up to 0.2	0.2 up to 0.3	0.3 up to 0.4	0.4 up to 0.5	0.5 up to 0.6	0.6 up to 0.7	0.7 up to 0.8	0.8 up to 0.9	0.9 up to 1
Percentage of data	5.1 %	1.8 %	4 %	3.8 %	6.9 %	<b>9.3 %</b>	3.3 %	2.7 %	1.8 %	0 %

Negative difference (in $\text{g/m}^3$ )	0 up to -0.1	-0.1 up to -0.2	-0.2 up to -0.3	-0.3 up to -0.4	-0.4 up to -0.5	-0.5 up to -0.6	-0.6 up to -0.7	-0.7 up to -0.8	-0.8 up to -0.9	-0.9 up to -1
Percentage of data	1.7 %	3.11 %	4.4 %	6.4 %	8.2 %	6.9 %	9.1 %	<b>11.1 %</b>	7.5 %	2.7 %

Cumulated difference (in $\text{g/m}^3$ )	-0.1 up to 0.1	-0.2 up to 0.2	-0.3 up to 0.3	-0.4 up to 0.4	-0.5 up to 0.5	-0.6 up to 0.6	-0.7 up to 0.7	-0.8 up to 0.8	-0.9 up to 0.9	-1 up to 1
Percentage of data	6.9 %	11.8 %	20.2 %	30.4 %	45.5 %	61.8 %	74.2 %	88 %	97.3 %	<b>100 %</b>

Tableau 3.1: Pourcentage de données comprises entre deux limites lors de la différence entre le modèle et le résultat tomographique.

Concernant la qualité de la restitution, nous voyons que nous sommes en mesures de retrouver des valeurs proches du modèle. Si nous calculons le pourcentage moyen d'erreur entre nos résultats et le modèle atmosphérique, nous trouvons 9% d'erreur. Ce chiffre varie entre 0% et 20% d'erreur suivant le voxel considéré. Les erreurs maximum correspondant aux voxels liés à la couche humide. Il faut également garder en mémoire le fait que ces résultats sont un exemple de dilution verticale. Comme nous le verrons dans les prochains paragraphes, ces chiffres sont affectés par la résolution (horizontale et verticale) que nous choisissons. Il faut également noter que nous ne retrouvons pas la même densité par rapport au modèle (que ce soit verticalement ou horizontalement) à cause de la différence de résolution entre ces deux résultats. La figure du modèle contient environ 1000 points de données alors que notre logiciel n'en a que 120. En effet, nous avons seulement une valeur de densité de vapeur d'eau par voxel (ce chiffre est augmenté à 2 ou 3 après interpolation) dont la taille correspond à la distance moyenne entre les stations GPS.

### **3. Initialisation par radiosondage**

La deuxième initialisation envisageable est de faire intervenir non pas une atmosphère standard mais un radiosondage qui va nous fournir un profil de densité de vapeur d'eau pour l'ensemble de notre domaine. Cette méthode d'initialisation est intéressante puisqu'elle fournit une caractérisation verticale de l'atmosphère d'un instant donné. Le premier test que nous avons effectué utilise uniquement un radiosondage situé au centre de notre réseau. Deux calculs ont été conduits avec deux méthodes d'initialisations présentées dans la figure 3.4.



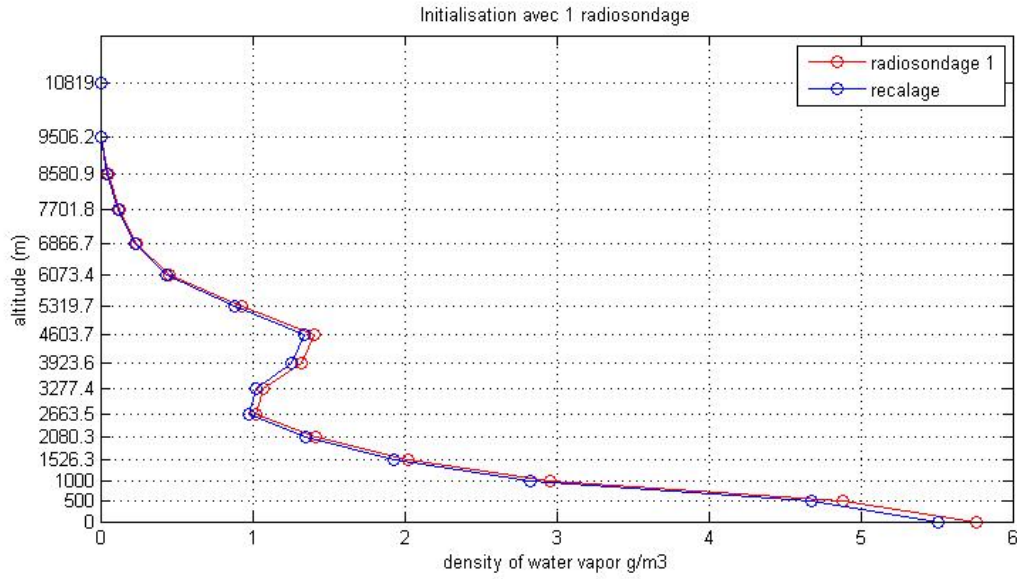


Figure 3.4: Initialisation des voxels par un radiosondage.

La courbe rouge représente les valeurs de densité de vapeur d'eau que nous avons utilisées dans le cas du radiosondage seul. La courbe en bleu représente ce même radiosondage mais recalé par les valeurs d' $\overline{IWV}$  sur l'ensemble du domaine (cf méthode décrite au paragraphe 2.a). Pour chacune de ces initialisations (radiosondage seul et radiosondage recalé), nous avons comparé deux coupes verticales (modèle à gauche et tomographie à droite) afin de vérifier la validité de la restitution comme pour le paragraphe 2.b. Dans le cas d'une initialisation uniquement par radiosondage seul, nous arrivons aux résultats présentés dans la figure 3.5.

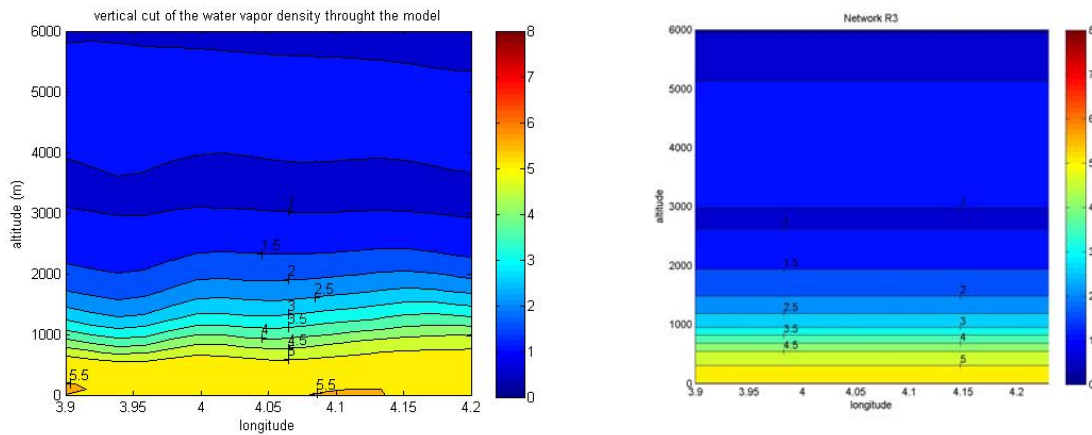


Figure 3.5 Exemple tomographique avec initialisation par un radiosondage non recalé. A gauche: modèle atmosphérique. A droite: résultat tomographique. Densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

Comme précédemment, nous retrouvons le même ordre de grandeur de la densité de vapeur d'eau entre notre référence et notre résultat tomographique. Deux points sont importants à noter. Le premier concerne la dilution verticale. En effet, nous remarquons qu'en utilisant un radiosondage, nous sommes en mesure de retrouver la couche humide d'altitude. De plus, la dilution verticale est grandement atténuée. Si nous comparons notre référence par rapport à notre modèle en utilisant une simple différence, nous obtenons le résultat de la figure 3.6.

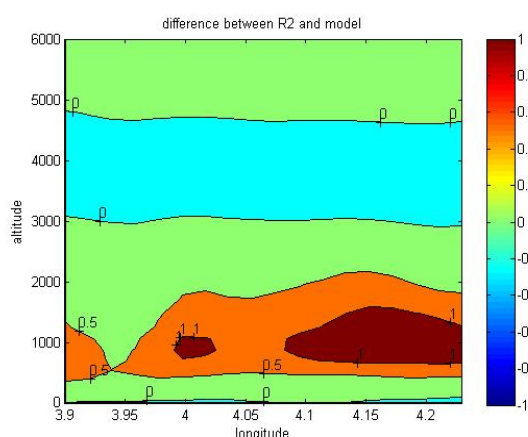


Figure 3.6: Différence entre le modèle et la tomographie concernant la dilution verticale. Initialisation par un radiosondage. Densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

Nous remarquons dans ce cas là que la quasi-totalité de la différence au-dessus de 2000m se situe aux alentours de  $0 \text{ g/m}^3$ . Cependant, des résidus importants sont observés dans les basses couches. Ces résidus concernent la restitution horizontale. En effet, l'utilisation d'un radiosondage contraint l'ensemble des voxels d'une couche de niveau à des valeurs communes entraînant une perte d'information horizontale. Les variations que nous observons en bas à droite du graphique 3.6 sont principalement dues à cette homogénéisation des valeurs de voxels.

Pour plus de clarté, nous avons également tracé les graphes correspondant uniquement au détail de la bande humide comprise entre 2500m et 6000m d'altitude. Ainsi, les deux cartes de la figure 3.7 correspondent à notre référence (à gauche) et à notre résultat tomographique (à droite).

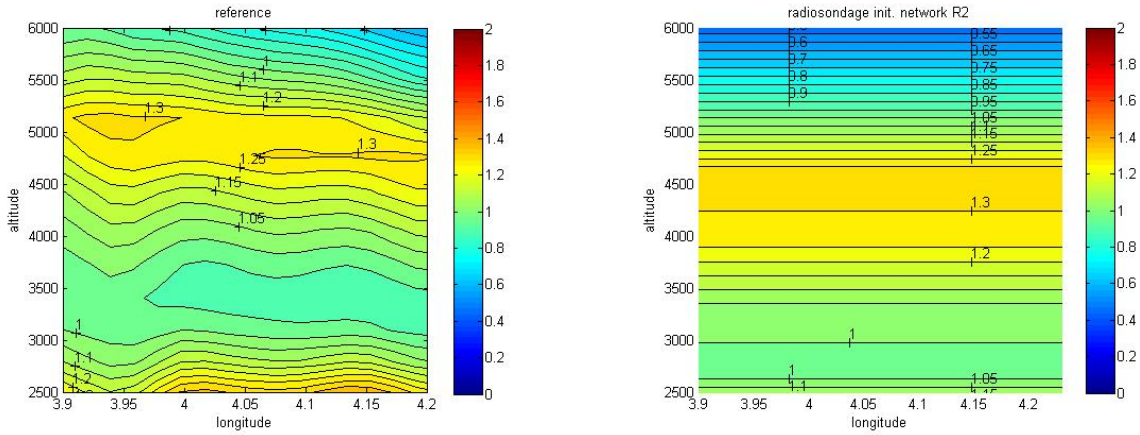


Figure 3.7: Détail de la bande humide pour une initialisation par un radiosondage seul. A gauche: modèle atmosphérique. A droite: résultat tomographique. Densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

Avec ce détail, nous remarquons que nous retrouvons avec la tomographie la bande humide entre 4000 m et 4500 m d'altitude alors que celle de la référence se situe aux alentours de 5000 m. Néanmoins, ce résultat nous montre qu'avec l'utilisation d'un radiosondage, notre logiciel de tomographie est en mesure de retrouver de tels cas. Toutefois, nous pouvons à nouveau noter la perte d'informations concernant la restitution horizontale.

Le deuxième test présenté sur la Figure 3.8 concerne une initialisation avec radiosondage recalé par les  $\overline{IWW}$ . A la vue de la courbe d'initialisation rouge (radiosondage +  $\overline{IWW}$ ), nous pouvons penser que le résultat tomographique sera d'égale qualité. En réalité, il peut même être considéré comme meilleur puisque nous enlevons à la fois la dilution verticale tout en retrouvant la bande humide d'altitude et en incluant une variation horizontale non présente dans le cas d'une initialisation par un seul radiosondage non recalé.

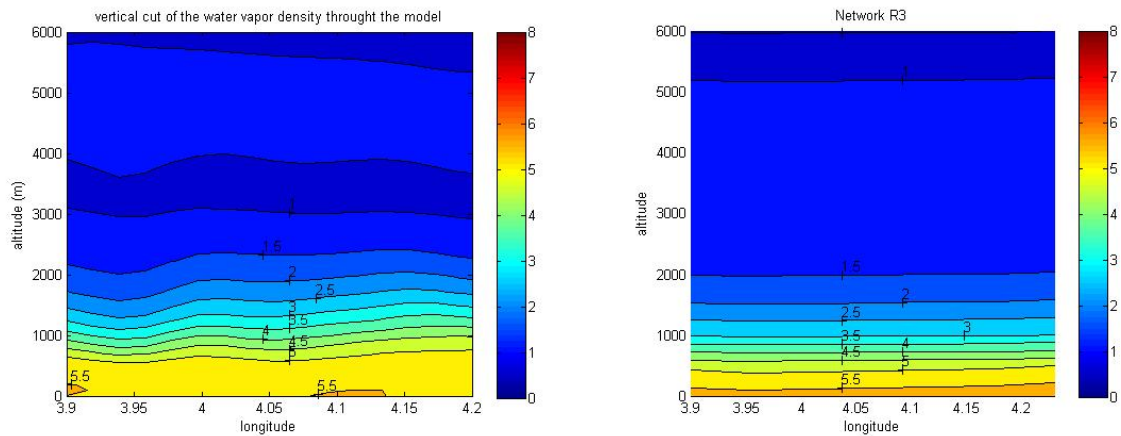


Figure 3.8: Exemple tomographique avec initialisation par un radiosondage recalé par les  $\overline{IWV}$ . A gauche: modèle atmosphérique. A droite: résultat tomographique. Densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

En revanche, comme le montre le résultat tomographique de la figure 3.8, le logiciel a tendance à surestimer légèrement les valeurs de densité de vapeur d'eau pour les basses couches d'altitude (entre 0m et 200m). Pour vérifier que la bande humide est retrouvée dans ce cas précis, nous présentons le détail des altitudes 2500m à 6000m en figure 3.9. Nous constatons que nous retrouvons bien cette bande humide.

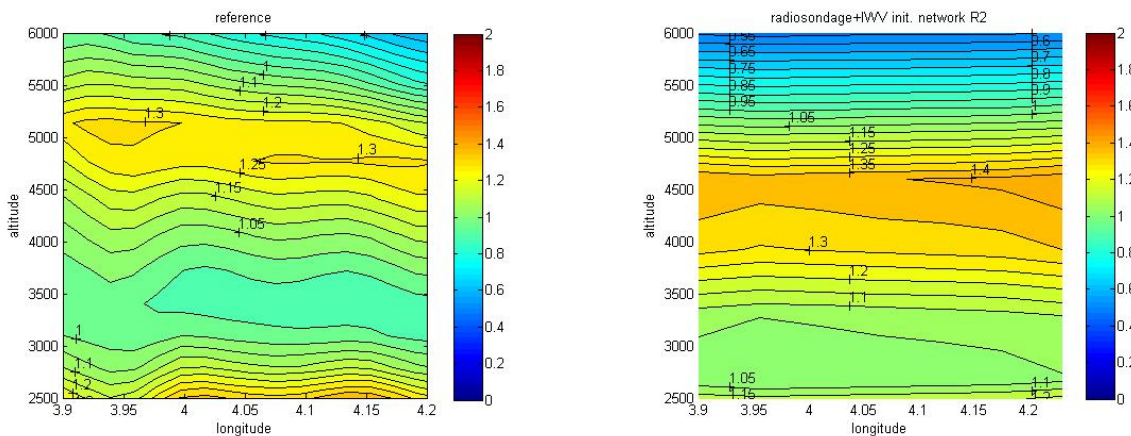


Figure 3.9: Détail de la bande humide pour une initialisation par un radiosondage plus  $\overline{IWV}$ . A gauche: modèle atmosphérique. A droite: résultat tomographique.

Nous remarquons que sur ces figures nous retrouvons également une certaine structure horizontale. Ainsi, le simple fait d'avoir des valeurs d'initialisations différentes dans chaque voxel a bien un impact non négligeable sur le résultat tomographique.

Toutefois, on peut se demander quel est l'impact de l'utilisation d'un seul radiosondage sur le résultat tomographique. Peut-on en effet dans le cas d'un réseau très grand n'utiliser qu'un seul profil vertical (recalé ou non par les  $\overline{IWW}$ ) pour initialiser l'ensemble de notre domaine ? Pour répondre à cette question, nous avons utilisé quatre radiosondages positionnés à différents endroits de notre domaine afin de connaître l'impact d'un tel changement. Le réseau GPS a donc été coupé en 4 parties égales et un radiosondage a été utilisé dans chaque zone (un radiosondage affecte donc les voxels les plus proches de sa position). Là encore, nous avons procédé en deux temps. Nous avons fait tourner notre logiciel en utilisant seulement les 4 radiosondages seuls comme initialisation puis nous avons recalé les différents radiosondages à l'aide des  $\overline{IWW}$ . Les profils verticaux ainsi obtenus pour une colonne de voxels sont présentés dans la figure 3.10.

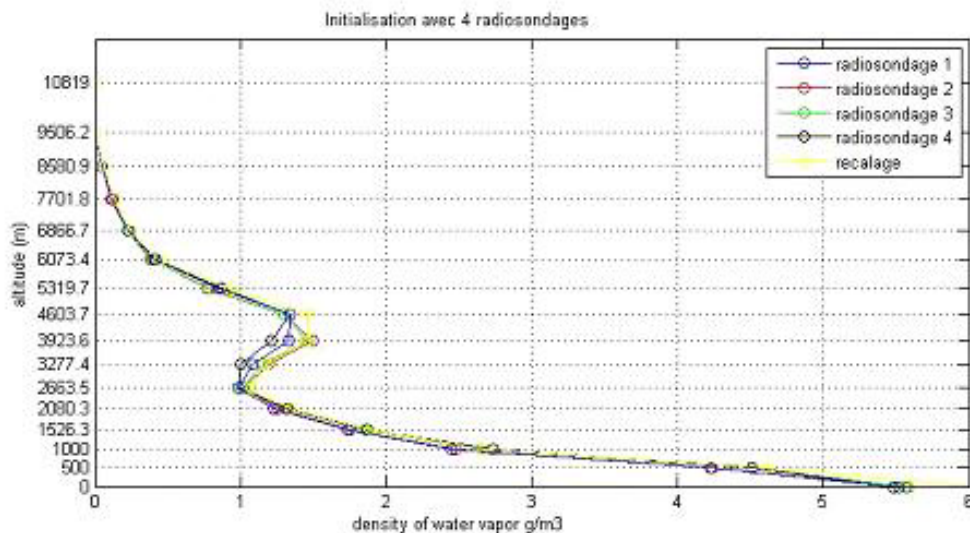


Figure 3.10: Initialisation des voxels par plusieurs radiosondages.

Les courbes en bleu, rouge, vert et noir correspondent à nos 4 radiosondages pris dans les régions Nord-Est, Nord-Ouest, Sud-Est et Sud-Ouest de notre réseau afin de connaître la répartition de la densité de vapeur d'eau de manière homogène. Toutefois, pour chaque colonne nous effectuons un recalage et par là même modifions l'initialisation. Pour ne pas surcharger ce graphique, nous n'avons tracé qu'une courbe à titre d'exemple : celle en jaune correspondant au recalage du radiosondage n°1 pour une colonne de voxel.

Les figures suivantes (3.11) correspondent au premier cas traité. La figure de gauche étant notre référence, celle de droite étant notre résultat tomographique.

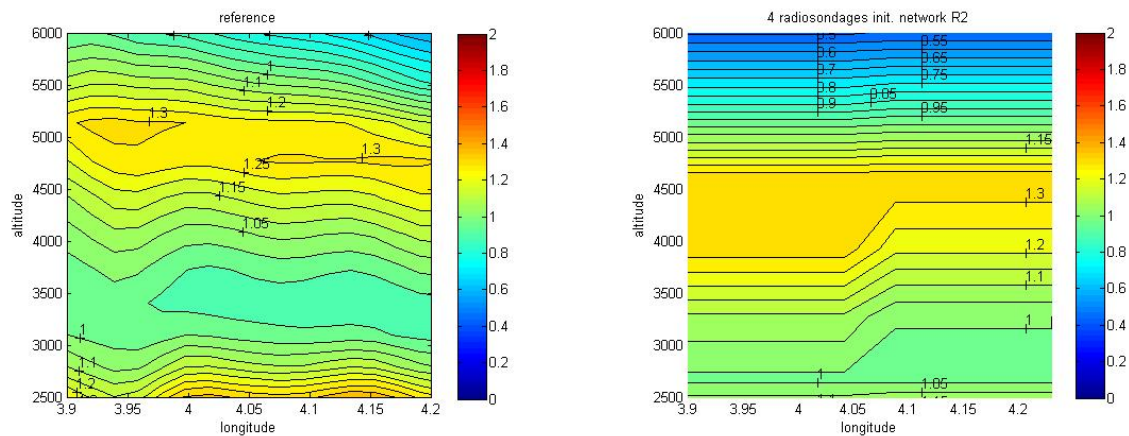


Figure 3.11: Détail de la bande humide pour une initialisation par plusieurs radiosondages. A gauche: modèle atmosphérique. A droite: résultat tomographique. Densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

Nous avons décidé de ne montrer que le détail de la couche humide puisque c'est le point le plus intéressant concernant cette partie. Comme dans le cas de l'utilisation d'un seul radiosondage, nous remarquons que nous sommes en mesure de retrouver cette couche humide. Nous remarquons également la perte de la variation horizontale de la vapeur d'eau. Toutefois, nous sommes en mesure de voir l'impact de l'utilisation de plusieurs radiosondages sur l'ensemble de notre domaine. En effet, le décrochement dans la couche humide à hauteur des longitudes  $4.05^\circ$  et  $4.1^\circ$  correspond au changement d'initialisation par radiosondage. Le fait d'utiliser des initialisations différentes nous permet donc d'introduire une variabilité horizontale dans le résultat tomographique.

Concernant le deuxième cas traité i.e l'initialisation avec les radiosondages recalés avec les  $\overline{IWW}$ , nous obtenons les résultats correspondant aux figures 3.12.



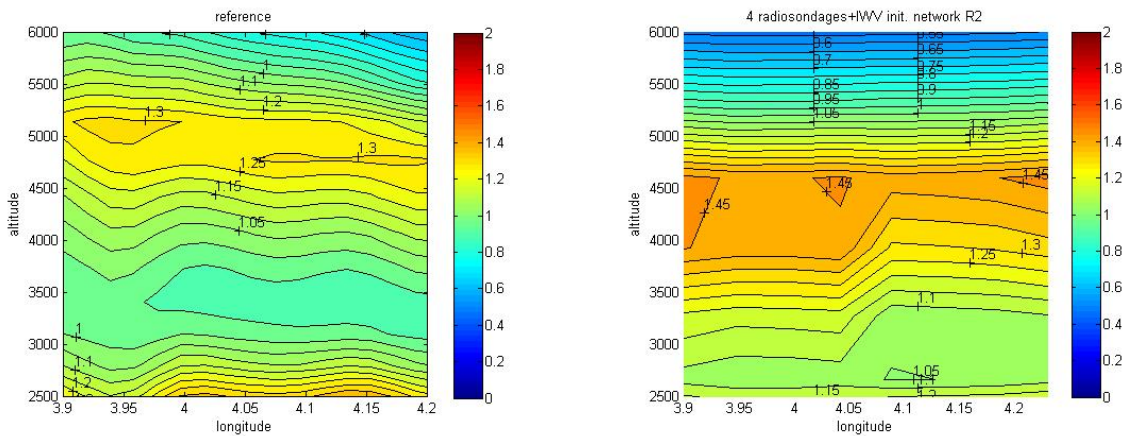


Figure 3.12: Détail de la bande humide pour une initialisation par plusieurs radiosondages plus  $IWV$ . A gauche: modèle atmosphérique. A droite: résultat tomographique. Densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

Sur le résultat tomographique, nous pouvons constater que les valeurs de densité de vapeur d'eau sont plus importantes que dans le cas d'utilisation de radiosondages seuls. Cette augmentation a lieu au centre de la bande humide (entre 4000m et 4500m) alors que les autres régions sont moins affectées. La variation horizontale est également retrouvée grâce à l'usage des  $\overline{IWV}$  dans nos calculs ainsi que le décrochage de la densité correspondant au changement d'initialisation par radiosondage.

Le dernier exemple présenté en figure 3.13 correspond aux résultats tomographiques obtenus après une initialisation faite au moyen d'une interpolation de radiosondages. En effet, dans le cas où plusieurs mesures atmosphériques sont à notre disposition, il peut s'avérer intéressant d'utiliser une interpolation sur le domaine considéré. Le « radiosondage interpolé » résultant a ensuite été recalé à l'aide des  $\overline{IWV}$  pour chaque colonne de voxels.

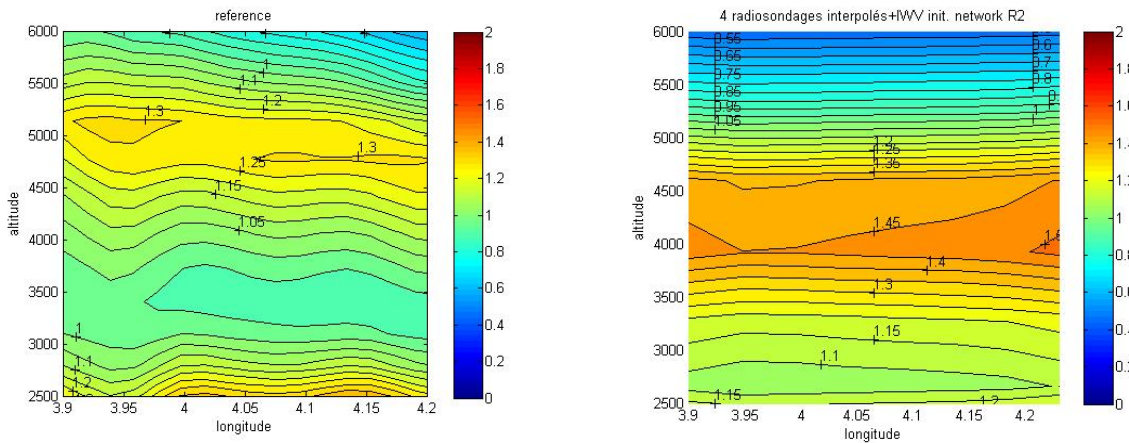


Figure 3.13: Détail de la bande humide pour une initialisation par interpolation de plusieurs radiosondages plus  $\overline{IWW}$ . A gauche: modèle atmosphérique. A droite: résultat tomographique. Densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ .

Comparativement à tous les autres cas, nous remarquons l'impact de l'interpolation au niveau du résultat. En effet, celui-ci est beaucoup plus lisse que les précédents. Nous n'observons plus le décrochement d'humidité de vapeur d'eau observé dans la partie droite des graphiques 3.11 et 3.12. Concernant les valeurs obtenues, nous observons à nouveau sur le résultat tomographique une bande humide avec de fortes valeurs de densités. Même si la forme générale du résultat tomographique s'éloigne quelque peu du modèle initial, il n'en reste pas moins vrai que nous retrouvons également cette couche humide aux alentours de 4000m-4500m.

Nous venons donc de voir l'impact et l'importance de l'utilisation de radiosondage pour notre logiciel tomographique. Toutefois, nous pouvons voir des limitations à leurs utilisations. En effet, nous avons vu qu'il était simpliste de vouloir utiliser uniquement un seul radiosondage comme valeur a priori. On peut à ce moment là penser que la tomographie n'est plus qu'un lien temporel entre deux radiosondages espacés dans le temps plutôt qu'un résultat à part entière. De plus, si une couche d'altitude humide couvre une seule partie du réseau, il serait dommage de n'utiliser qu'un seul radiosondage qui risque (si mal positionné) de ne pas tenir compte de cette information. Pour que l'initialisation soit donc intéressante, il faudrait pouvoir utiliser des radiosondages en différents endroits du domaine d'étude. Encore faut-il être capable lors d'une campagne quelconque de faire appel à ce type de mesure.



#### **4. Géométrie du réseau et effet de bord**

Puisque la répartition des SIWV à travers les différents voxels est conditionnée par la géométrie du réseau, nous pouvons supposer l'obtention de résultats différents lorsque la configuration des stations GPS sera appelée à varier. A cet effet, nous avons testé notre logiciel tomographique avec quatre configurations différentes représentées dans la figure 3.14.

Le premier réseau est composé de 9 stations réparties de manière symétrique sur l'ensemble de notre domaine de 26km x 26 km avec un espacement entre les stations d'environ 8km. Le deuxième réseau, avec 16 stations réparties également symétriquement est plus dense que le premier avec un espacement de 5km. Cette densification a été effectuée dans le but de couvrir la région de manière optimale en couvrant le terrain le plus régulièrement possible. Le troisième réseau est la copie conforme de la répartition des stations GPS déployé dans le cadre de la campagne OHM-CV (Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivaraïs) en 2002 dans le sud de la France. Ce réseau est constitué de 16 stations GPS espacées d'environ 5km en moyenne. Cette configuration nous permettra de connaître la validité de nos résultats dans le cadre de cette étude. Il représente à cet effet la difficulté de déployer un réseau GPS dans un cadre naturel (nature des sols, masques, constructions, etc.) et logistique (accès, électricité, etc.). Enfin, le dernier réseau est composé de 25 stations GPS espacées d'environ 3km. Ce réseau nous a servi de test afin de vérifier que nous n'augmentons pas les valeurs des densités de vapeur d'eau retrouvées en augmentant le nombre de stations GPS. Tous ces réseaux ont la même dimension d'approximativement 25.5 km en latitude et 26 km en longitude. Pour la première partie des tests de sensibilités, nous avons fixé la taille des voxels comme suit : 3.7 km en longitude et 3.7 km en latitude (grille horizontale de 7x7 voxels) avec une altitude de 500 m pour la première couche d'atmosphère et une altitude variant exponentiellement pour les suivantes (grille verticale de 16 couches réparties entre 0 et 12000m). Cette configuration correspond donc à un découpage de 7x7x16 soit 784 voxels.

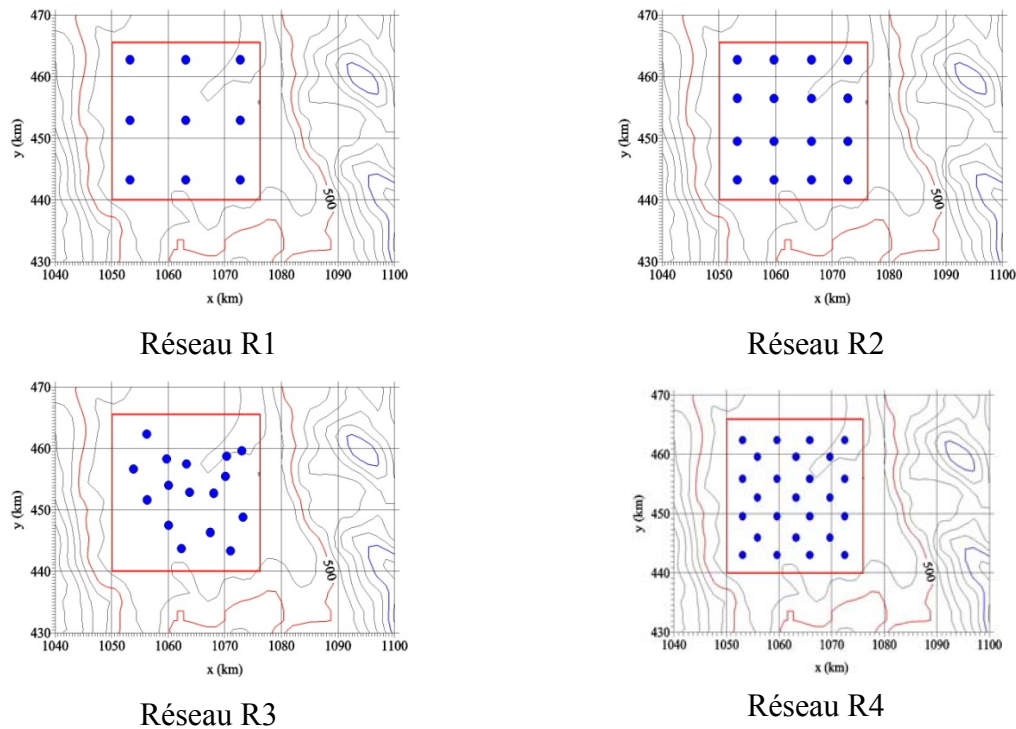


Figure 3.14: Réseau R1, R2, R3 et R4 utilisés pendant les tests de sensibilités. Distance entre les stations GPS (points bleus)  $\sim 3-5$  km. Les lignes de niveaux représentent l'altitude en mètres.

La figure 3.14 représente les différents réseaux utilisés pour effectuer les tests. Les points bleus représentent la position des stations GPS. Le contour rouge représente les limites du réseau que nous avons établies pour le calcul tomographique. Les autres lignes étant des lignes de niveau représentant l'altitude du réseau. Les iso-contours 500 et 1000 ont été rapportés respectivement en rouge et bleu sur les graphiques.

Pour chacun de ces réseaux, les SIWV ont été recalculé à partir de la distribution de la densité de vapeur d'eau du modèle atmosphérique (méthodologie exposée au paragraphe 1 de ce chapitre). Tous les réseaux fonctionnent donc simultanément sur les jeux de données.

Pour tester l'impact de la géométrie du réseau, nous avons fait tourner la tomographie pour les réseaux R1, R2, R3 et R4 et nous avons comparé les coupes horizontales pour un même niveau d'altitude donné (500m). Chaque tomographie à été initialisée au moyen d'un profil vertical standard d'humidité recalé par les  $\overline{IWV}$ . Le premier graphe de la figure 3.15 correspond à notre modèle, les quatre graphes suivants correspondent respectivement aux résultats des réseaux R1, R2, R3 et R4.

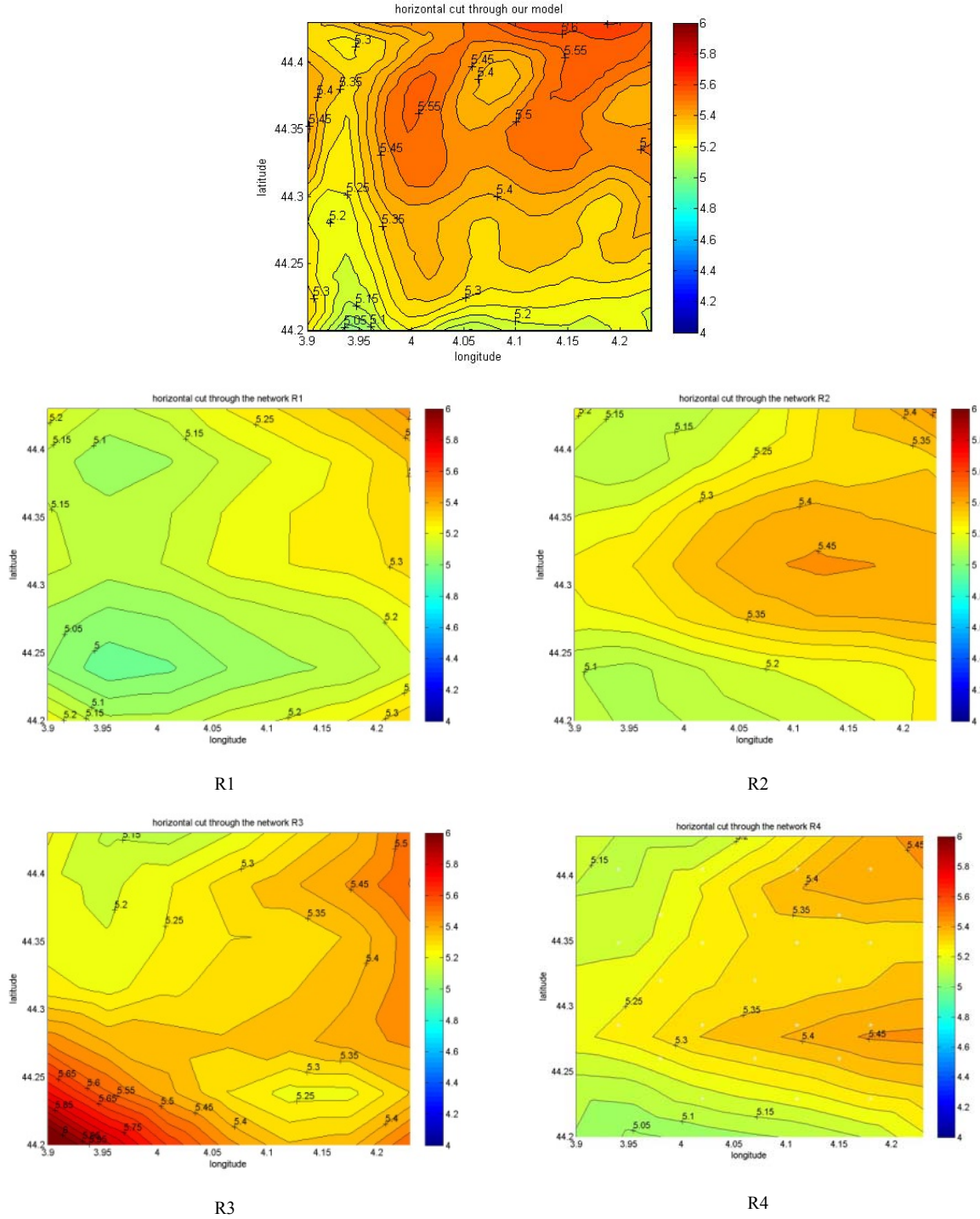


Figure 3.15: Distribution horizontale de la densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$  pour le modèle (en haut) ainsi que pour les inversions tomographiques pour les réseaux R1, R2, R3 et R4 à 500m d'altitude.

Avant toute chose, il est intéressant de regarder la résolution de ces résultats. Comme mentionné précédemment, nous constatons qu'il n'est pas possible de retrouver une densité de vapeur d'eau identique au modèle. Ceci est principalement dû au fait de la basse résolution de

nos réseaux : 49 voxels par couche de niveau contre plus de 1000 points de grille pour notre modèle.

Le second point à soulever est l'influence de la géométrie des stations GPS. En effet, si nous avons une bonne répartition de ces stations GPS, nous voyons clairement une augmentation de la restitution de vapeur d'eau. Si nous comparons les figures R1 et R3, nous constatons que même avec un nombre de stations moins élevé (9 stations GPS contre 16), la restitution du champ de vapeur d'eau original (figure 3.15) est meilleure. En effet, durant le processus d'inversion tomographique, nous n'avons pas de voxels vide dans la partie sud-ouest du réseau. Pour quantifier cet effet, nous avons calculé la différence entre le modèle et les réseaux R1 et R3. Les valeurs de densité de vapeur d'eau résultantes ont été converties en pourcentage par données comprises entre deux limites de manière similaire au tableau 3.1. Les valeurs les plus remarquables sont les suivantes: 100% des valeurs trouvées se situent dans les limites  $-1\text{ g/m}^3$  et  $+1\text{ g/m}^3$ . Concernant les différences négatives, 0.21 % des données sont entre les limites  $-1\text{ g/m}^3$  et  $-0.1\text{ g/m}^3$  pour la différence modèle-R1. Nous obtenons 17% avec les mêmes limites concernant la différence modèle-R3. Cette surestimation de la densité de vapeur d'eau pour la différence modèle-R3 est principalement due à la répartition des SIWV à l'intérieur des voxels. Le fait qu'aucun SIWV ne passe au sud-ouest du réseau contraint le programme à utiliser uniquement les valeurs de l'initialisation durant le processus d'inversion et les résultats sont dégradés par rapport aux réseaux R1, R2 et R4.

Si nous comparons maintenant les réseaux R1 et R2 ou R1 et R4, nous constatons également une augmentation de la restitution horizontale de la vapeur d'eau ainsi qu'une augmentation de la densité à travers tout le réseau ce qui est plus en accord avec le modèle. Si nous effectuons la différence entre le modèle et les réseaux R1 et R2, nous pouvons calculer leurs valeurs moyennes, leurs déviations standard ainsi que quelques pourcentages intéressants de ces différences.

Nous avons en premier lieu calculé les valeurs moyennes des différences référence-résultat tomographique pour avoir une information à propos de la répartition de la vapeur d'eau. Cette valeur moyenne est égale à  $0.225\text{ g/m}^3$  pour la différence modèle-R1 et est égale à  $0.113\text{ g/m}^3$  pour la différence modèle-R2. Cela signifie que nous avons bien plus de valeurs pour la différence modèle-R2 localisées proche de  $0\text{ g/m}^3$ . Ensuite, nous avons calculé les valeurs de déviations standard. Nous obtenons dans les deux cas (modèle-R1 et modèle-R2) le

même résultat :  $+0.1 \text{ g/m}^3$ . Cela veut donc dire que la dispersion autour de la valeur moyenne est égale dans les deux cas et montre un biais positif persistant. Enfin, pour compléter cette étude, nous avons calculé le pourcentage de données comprises entre  $-0.1 \text{ g/m}^3$  et  $+0.1 \text{ g/m}^3$ . En accord avec les résultats obtenus sur les valeurs moyennes, nous avons 8.19% des valeurs localisées à l'intérieur de cet intervalle pour la différence modèle-R1 contre 50.66% des valeurs pour la différence modèle-R2.

Nous avons également calculé la déviation standard pour la différence modèle-R3. Cette valeur, égale à  $+0.04 \text{ g/m}^3$  nous montre une dispersion quasi nulle de la densité de vapeur d'eau autour de la valeur moyenne de la différence qui est égale à  $0.035 \text{ g/m}^3$ . Nous avons donc moins de biais positif avec le réseau R4. Toutefois, le fait de ne pas avoir de stations GPS dans la partie Sud-Ouest du réseau entraîne des différences négatives que nous n'avions pas dans les précédents réseaux. En effet, aucune des valeurs pour les différences modèle-R1 et modèle-R2 n'est plus petite que  $-0.2 \text{ g/m}^3$  alors que 11.21% des valeurs de la différence modèle-R3 sont comprises entre les valeurs  $-0.2 \text{ g/m}^3$  et  $-1 \text{ g/m}^3$ .

Enfin, le fait d'accroître le nombre de stations GPS (réseau R4) n'augmente en aucun cas le taux de densité de vapeur d'eau sur le réseau. En effet, les différences que nous pouvons observer entre les réseaux R2 et R4 se situent dans la répartition de la densité et non dans sa valeur. Cela montre donc la stabilité de notre logiciel qui utilise l'information contenue dans les SIWV pour répartir de manière correcte la densité de vapeur d'eau dans les voxels.

Cette étude affirme donc qu'il est préférable d'avoir un réseau de stations GPS bien défini ou bien pensé avant son déploiement sur le terrain pour augmenter la qualité de la restitution de la densité de vapeur d'eau. De plus, dans le cas où un tel réseau très régulier pourrait être déployé, il est plus intéressant d'avoir un nombre important de stations pour augmenter l'information qui sera exploitable.

Une dernière chose qui peut être mentionnée concernant cette étude est la surestimation à proprement parlé de la densité de vapeur d'eau. Il n'est pas évident à première vue sur les figures ci-dessus. En effet, si l'on considère l'ensemble des trois réseaux R1, R2 et R3 ainsi que le modèle et que nous calculons la valeur moyenne de la densité pour une couche donnée, nous obtenons approximativement les mêmes résultats. Mais si nous calculons les valeurs

moyennes pour le volume dans son intégralité, nous avons une surestimation allant de  $0.01\text{g/m}^3$  jusqu'à  $0.1\text{g/m}^3$ .

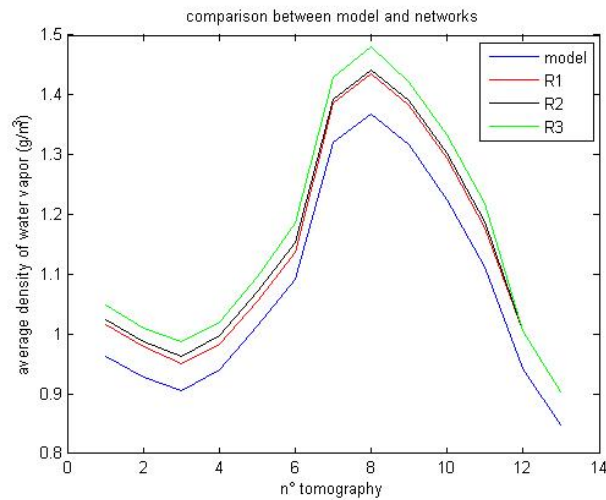


Figure 3.16: Série temporelle de la densité de vapeur d'eau moyenne sur les différents réseaux ainsi que sur le modèle.

La figure 3.16 illustre les propos tenus dans le dernier paragraphe concernant la surestimation de la densité de vapeur d'eau à travers les différents réseaux et le modèle. Les trois courbes, rouge, noire et verte correspondent aux valeurs moyennes des densités de vapeur d'eau estimées sur nos trois réseaux. Celles-ci restent indéniablement au-dessus de la courbe bleue représentant la valeur moyenne de la densité de vapeur d'eau pour notre modèle. Nous pouvons donc supposer que cette surestimation est localisée dans les couches les plus hautes de l'atmosphère en accord avec les bonnes correspondances montrées dans les coupes à 500 m d'altitude sur les figures 5 ainsi qu'en accord avec la dilution verticale expliquée dans le paragraphe précédent. Néanmoins, nous observons une bonne corrélation temporelle entre le modèle et nos inversions. Et ce quelque soit la configuration du réseau.

## 5. Taille ou nombre de Voxels

Le troisième test effectué est dédié à la taille des voxels, ou à leur nombre ce qui revient au même. En effet, en spécifiant le nombre de voxels que nous souhaitons, nous influençons grandement les résultats de la tomographie comme nous allons le voir. Deux séries de tests ont été faites pour comprendre à la fois les changements horizontaux et verticaux influençant

la tomographie. Nous commencerons par étudier l'impact sur la résolution horizontale avant de voir celle sur la résolution verticale.

Différentes simulations ont donc été effectuées sur le réseau R2 (16 stations réparties de façon homogène) avec 256, 784, 1600 et 3136 voxels soit avec une répartition de 4x4, 7x7, 10x10 et 14x14 voxels par couche de niveau. La résolution verticale pour ces tests a été fixée à 16 couches réparties entre 0m et 12000m d'altitude. Nous avons choisi le réseau R2 pour cette étude puisque c'est celui qui offre la meilleure disposition pour un nombre de stations égale à notre cas réel.

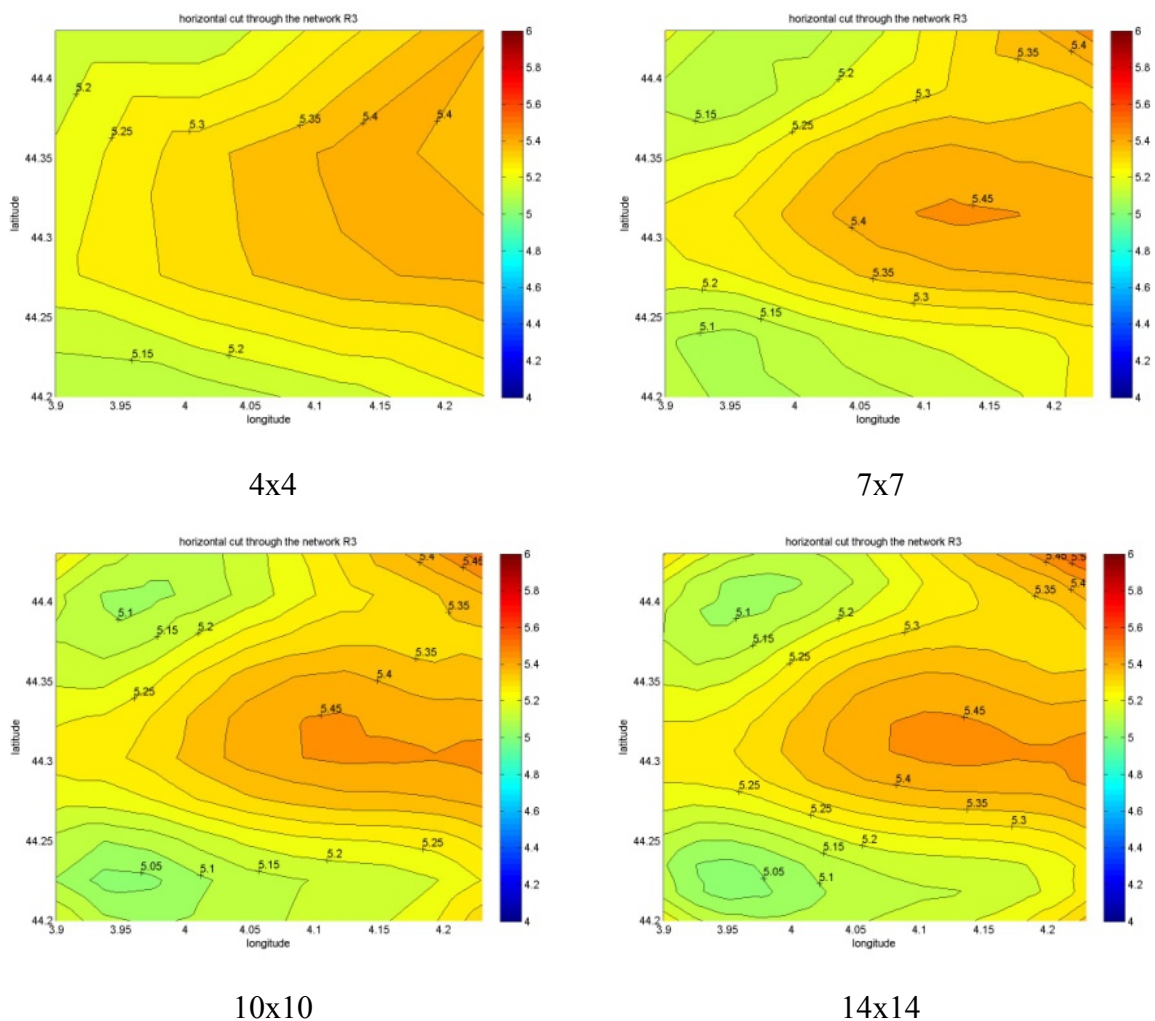


Figure 3.17: Influence de la taille horizontale des voxels sur la tomographie. Résultats R2 avec 4x4, 7x7, 10x10 et 14x14 voxels.

Avant de regarder dans le détail l'impact du nombre de voxels sur la répartition de la densité de vapeur d'eau, nous pouvons voir des résultats similaires sur chacune des figures



3.17. Cela revient à dire que la taille des voxels n'a pas d'influence directe sur l'inversion à proprement parlé mais à une influence certaine sur la répartition de la vapeur d'eau.

En regardant plus dans le détail la résolution horizontale, nous pouvons constater deux tendances générales : une augmentation de la résolution avec une diminution de la taille des voxels (ou une augmentation de leur nombre), et une stagnation de la résolution pouvant être considérée comme une limite atteinte qui intervient lorsque la taille des voxels est sensiblement la même que la distance moyenne entre les stations GPS.

Il est intéressant également de noter l'impact du nombre de voxels sur le temps de calcul. Nous avons constaté en moyenne un facteur 3 entre une tomographie 4x4 et une tomographie 10x10. Une stratégie efficace pour analyser une grande quantité de données peut être d'utiliser d'abord le logiciel avec un paramétrage à faible nombre de voxels, pour ensuite déterminer des cas d'études intéressants et finalement refaire tourner la tomographie avec un nombre élevé de voxels pour ces différents cas.

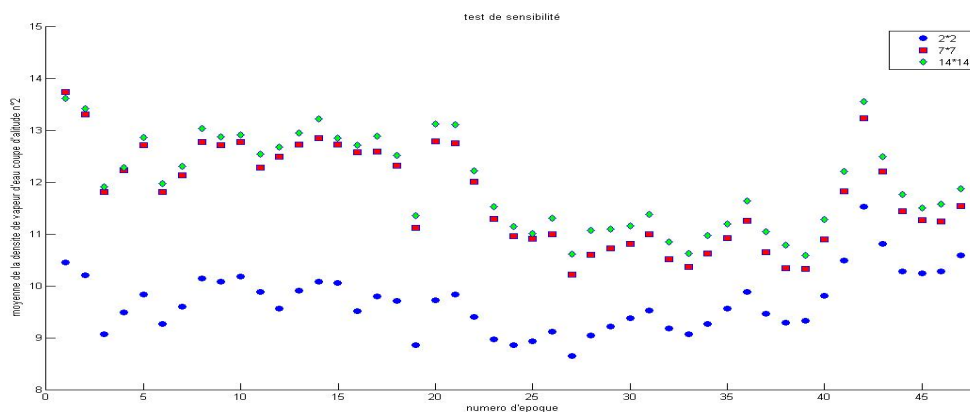


Figure 3.18: Série temporelle de la moyenne de la densité de vapeur d'eau sur une coupe horizontale à 500m d'altitude pour différentes tailles de voxels.

Nous nous sommes également intéressés à la variation de la moyenne de la densité de vapeur d'eau pour une coupe horizontale particulière suivant les différents cas évoqués ci-dessus mais pour une suite d'échéances. Ainsi, on remarque sur la figure 3.18 que lorsque l'on a peu de voxels, nous avons une sous-estimation de la densité dans la coupe horizontale. Cette courbe confirme également le fait qu'augmenter le nombre de voxels de manière significative ne sert pas forcément à grand-chose. En effet, en regardant la succession de



points rouge (7x7) et vert (14x14), nous constatons que ceux-ci sont très proches les uns des autres. On peut également noter la bonne correspondance temporelle pour les différentes successions d'époques.

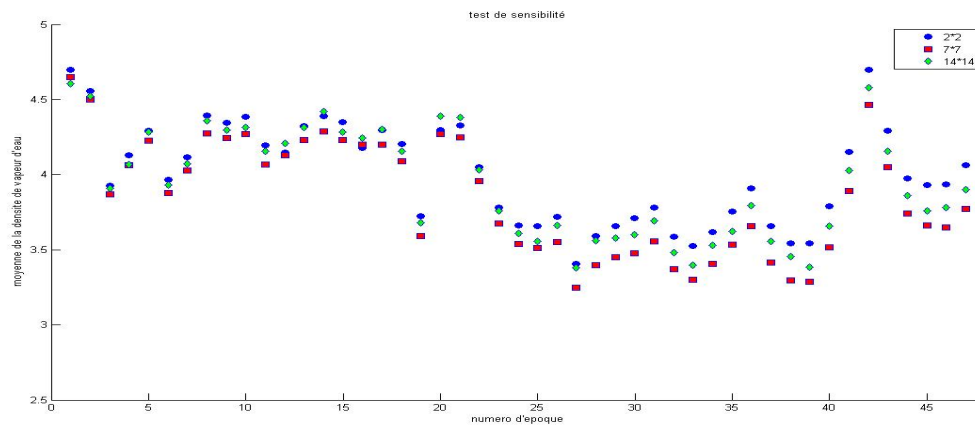


Figure 3.19: Série temporelle de la moyenne de la densité de vapeur d'eau sur l'ensemble du volume pour différentes tailles de voxels.

En revanche, si nous calculons la moyenne de la densité de vapeur d'eau sur l'ensemble de notre réseau (toutes couches confondues) on remarque que cette densité ne varie pas sensiblement en fonction du nombre de voxels (Figure 3.19). Il y a donc une différence au niveau de la répartition de cette densité par couche mais non pas au niveau du calcul global pour restituer cette vapeur d'eau. Nous pouvons également remarquer sur le dernier graphique la localisation des différents points entre les différents nombres de voxels. Ceux-ci ont tendance à s'écarter les uns des autres suivant la succession des résultats tomographiques. Ce phénomène est peut-être du à l'absence du filtre de Kalman (dont nous reparlerons au paragraphe 7) concernant cette série. Aucun lien temporel ne vient donc contraindre l'initialisation de l'algorithme entraînant ce décalage temporel. Nous pouvons conclure de la comparaison «densité moyenne à 500m/densité moyenne totale» que la dilution verticale est plus prononcée lorsque la résolution (i.e. le nombre de voxels) est dégradée. Une alternative à la stratégie d'analyse tomographique avec une faible résolution serait d'utiliser uniquement les champs 2D d'IWV pour faire un calcul rapide préliminaire afin de ne pas accentuer les problèmes de dilutions et par là même de ne pas identifier et sélectionner des cas tout à fait intéressants.

Concernant la résolution verticale, nous avons également procédé par différentes simulations avec le réseau R2. Nous avons cette fois-ci considéré 9, 16, 30 et 76 couches en altitude entre 0m et 12000m en conservant une résolution horizontale de 7x7. Le premier cas traité, i.e. celui de 9 couches, correspond à un découpage en 9 couches verticales, la première couche faisant 1000m de hauteur, les variations suivantes étant régies par une loi exponentielle croissante. Ensuite, pour chacun des cas suivants, nous avons divisé la taille de la première couche par deux sauf pour le dernier. Nous obtenons donc des pas de 500m, 250m et 100m respectivement pour 16, 30 et 76 couches d'altitude.

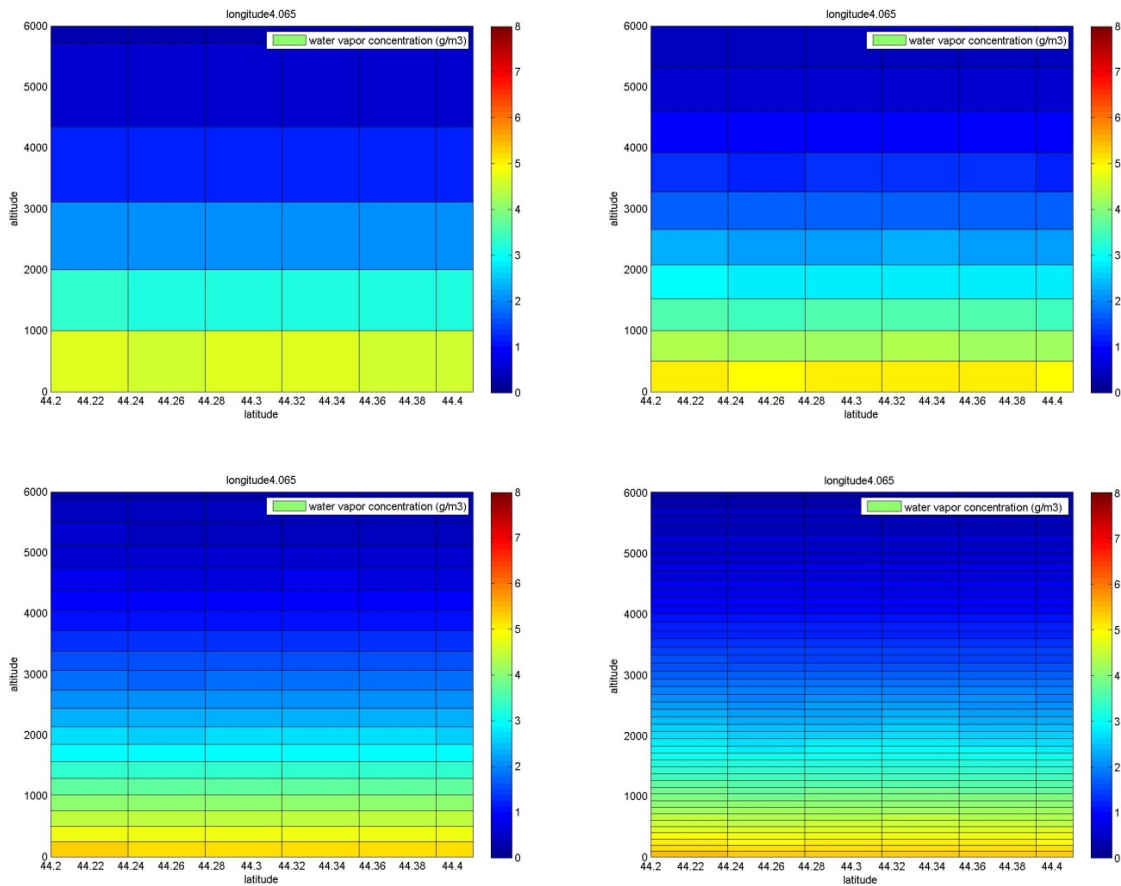


Figure 3.20: Influence de la taille verticale des voxels sur la tomographie. Résultat R2 avec 9, 16, 30 et 76 couches.

Pour l'ensemble de ces tests verticaux représentés sur la figure 3.20, nous pouvons voir la même tendance que pour les tests horizontaux. En effet, nous avons une augmentation de la résolution avec une diminution de la taille des voxels. Nous voyons très bien sur la première carte que la structure de la vapeur d'eau est grossière puisque nous n'avons que très peu de valeurs par couches. Alors que si l'on regarde la dernière carte, nous voyons apparaître

clairement des variations intéressantes tant verticalement qu'horizontalement. Quant à savoir si il y a une valeur limite au niveau de la restitution verticale, cela reste difficile à définir. Si la distance entre les stations nous apporte une limite physique quant à la taille horizontale optimale des voxels, il n'en est pas de même pour la variation verticale.

## 6. Pondération entre valeurs initiales et données GPS.

Comme nous l'avons vu au chapitre traitant des équations générales de la tomographie, nous pouvons utiliser l'équation des moindres carrés pondérés amortis (équation 1.46) pour rendre l'inversion possible dans les voxels où il n'y a aucune donnée en faisant intervenir le coefficient alpha. Ce coefficient est sans aucun doute le paramètre le plus important pour l'inversion tomographique lorsque l'on décide d'utiliser l'équation des moindres carrés pondérés amortis. Le paramètre alpha décide du poids respectif que l'on doit accorder soit aux SIWV soit aux valeurs de l'initialisation. Lorsque le coefficient alpha est petit, on accorde plus de poids aux données GPS qu'à l'initialisation. Inversement, avec un coefficient alpha grand, on fait plus confiance aux valeurs initiales qu'au données GPS.

Nous avons fait tourner notre logiciel de tomographie pour différents épisodes avec le réseau R1 afin de comprendre l'influence de ce paramètre alpha sur les solutions. Pour chaque époque tomographique, nous avons calculé la moyenne de la densité de vapeur d'eau.

Alpha	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.2
Average density (g/m <sup>3</sup> )	1.38	1.23	1.16	1.13	1.11	1.10	1.09	1.09	1.08	1.07
Alpha	0.4	0.6	0.8	1	1.2	1.4	1.6	1.8	2	4
Average density (g/m <sup>3</sup> )	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07	1.07
Alpha	6	8	10							
Average density (g/m <sup>3</sup> )	1.07	1.07	1.07							

Tableau 3.2: Moyenne des densités de vapeur d'eau comme fonction du coefficient alpha.

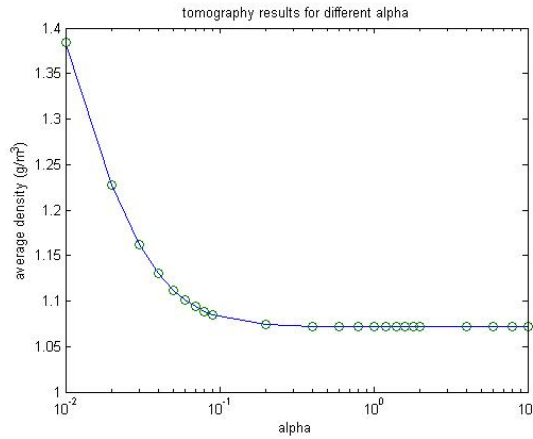


Figure 3.21: Evolution des densités de vapeur d'eau moyennes pour différents coefficients  $\alpha$ .

Le tableau 3.2 ainsi que la figure 3.21 nous montre la décroissance de la densité avec l'augmentation du paramètre  $\alpha$ . Cela confirme donc l'importance de ce coefficient et les effets qu'il peut avoir sur la restitution de la solution. Ainsi, pour un même jeu de SIWV, une géométrie de réseau identique et un même nombre de voxels, nous pouvons avoir une variation importante de la densité moyenne (environ  $0.3\text{g/m}^3$  sur la figure 3.21). Cela veut donc dire qu'en choisissant une mauvaise valeur d' $\alpha$ , une divergence non négligeable peut être engendrée menant à une solution erronée. Ainsi, lorsque cette équation est utilisée lors d'une inversion tomographique, les résultats doivent être interprétés de manière attentive. Cette méthode semble être dangereuse mais c'est le seul moyen de prendre en compte toutes les informations que nous pouvons avoir à partir des stations GPS. De plus, avec cette solution, les matrices de variances-covariances ne sont plus diagonales comme discuté précédemment au paragraphe 2.a.i du chapitre 1. Cela veut dire que nous prenons en considération les erreurs correspondant à chaque rai à travers le réseau.

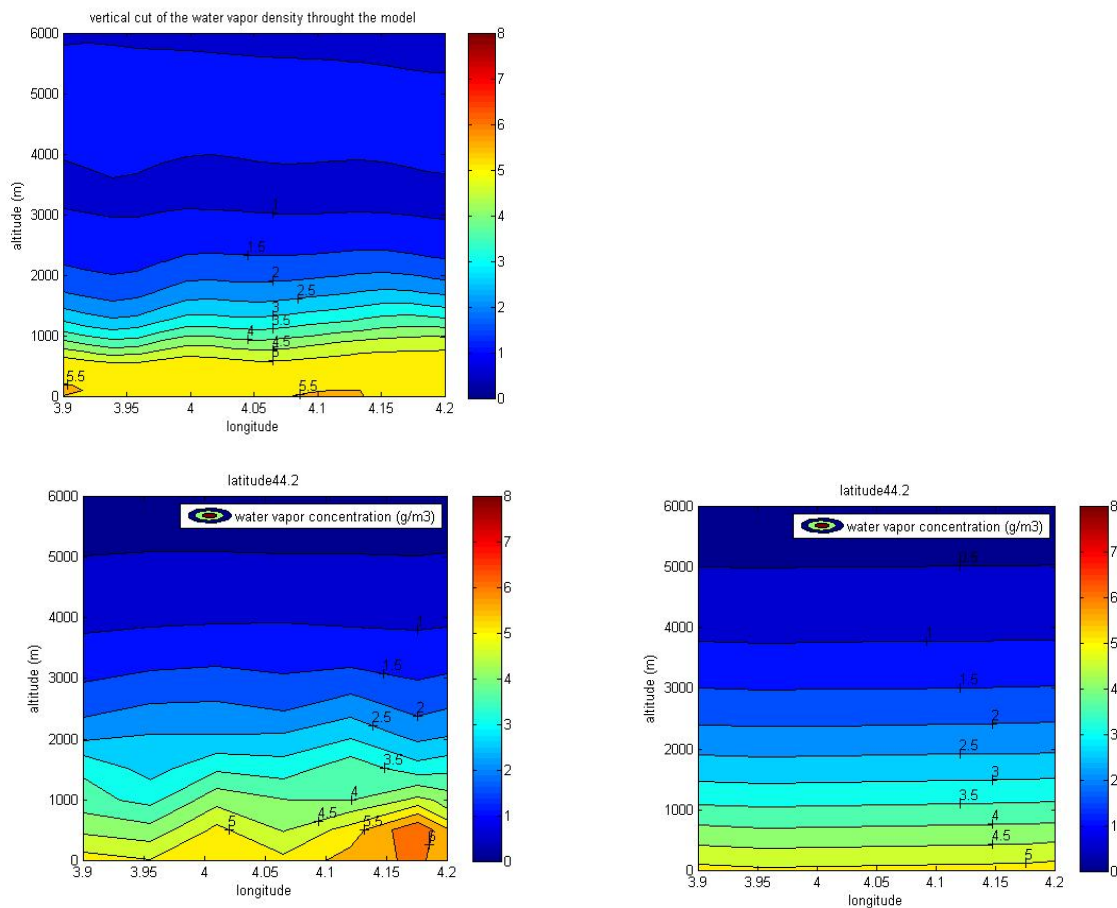


Figure 3.22: Exemple de résultats tomographiques pour différents coefficients  $\alpha$ . En haut: Modèle atmosphérique. En bas à gauche: Tomographie avec  $\alpha=0.03$ . En bas à droite: Tomographie avec  $\alpha=2$ .

Les figures 3.22 représentent un exemple de tomographie pour deux valeurs différentes du coefficient  $\alpha$ . La figure du haut est à nouveau notre modèle de référence, celles du bas sont les résultats de l'inversion tomographique. Le graphe de gauche a été calculé avec une valeur d' $\alpha$  égale à 0.03 et celui de droite avec un coefficient  $\alpha$  égal à 2. Nous avons choisi ces valeurs pour illustrer la figure 3.21. Une valeur prise lorsque la dérivée correspond à une tangente quasiment verticale ( $\alpha$  égale 0.03) et une autre valeur ( $\alpha$  égale 2) prise lorsque la dérivée correspond à une tangente horizontale. Nous voyons clairement des changements significatifs dans la répartition et la quantité de la densité de vapeur d'eau. La valeur moyenne de cette densité est de  $1.01 \text{ g/m}^3$  pour le modèle,  $1.16 \text{ g/m}^3$  pour la courbe de gauche et  $1.07 \text{ g/m}^3$  pour celle de droite. Mais bien plus que dans ces valeurs de densités moyennes, c'est au niveau de la répartition même de la vapeur d'eau que les différences sont flagrantes. Dans le cas de la figure de gauche, nous pouvons supposer que le logiciel de tomographie transfère une partie de la vapeur d'eau a priori présente dans les voxels vides, dans des voxels où de l'information existe. En effet, il apparaît que dans les hautes couches de

l'atmosphère, nous retrouvons une variation de la densité semblable à celle du modèle. Mais dans les plus basses couches, où la quasi-totalité des voxels sont vides, nous avons seulement de l'information proche des stations GPS localisées au-dessous des pics de vapeur d'eau à 4° et 4°15 de longitude.

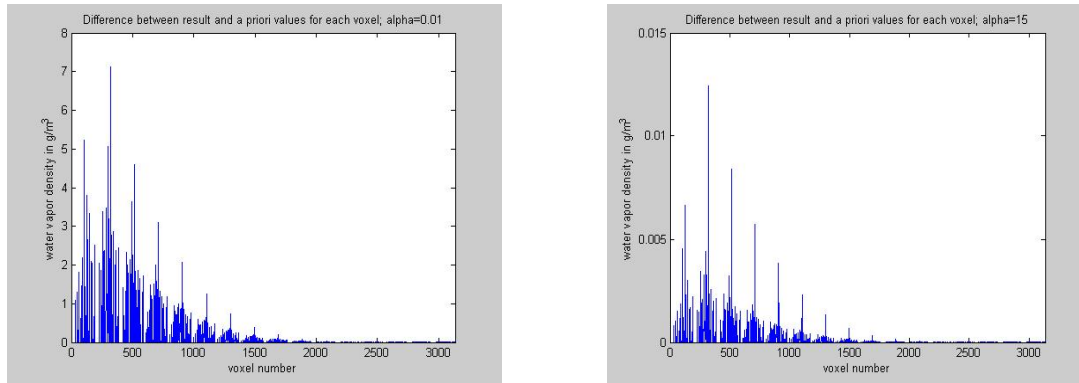


Figure 3.23: Différence entre le champ a priori de vapeur d'eau initial et le résultat tomographique pour chaque voxel et pour deux valeurs du coefficient alpha. A gauche: Différence avec  $\alpha=0.01$ . A droite: Différence avec  $\alpha=15$ .

Pour rendre compte également de l'impact du coefficient alpha, nous avons calculé la différence entre les résultats tomographiques et les valeurs initiales sur l'ensemble de notre domaine. La figure 3.23 nous montre les résultats pour un coefficient alpha petit (égale à 0.01, à gauche) ainsi que pour un coefficient alpha élevé (égale à 15, à droite). Les axes horizontaux sont donnés en nombre de voxels, chaque couche correspondant à 196 voxels (découpage 14x14x16). La numérotation commence en bas à gauche de chaque couche (coin Sud-Ouest) et augmente horizontalement. Les axes verticaux représentent la densité de vapeur d'eau. Pour faciliter la lecture de la figure 3.23, les axes n'ont pas les mêmes échelles. Les résultats trouvés confirment que pour des faibles valeurs d'alpha, nous donnons plus de poids aux données. Nous avons en effet une différence allant jusqu'à 7 g/m<sup>3</sup> concernant les basses couches de notre réseau. A l'inverse, un coefficient alpha plus grand, ne présente pas de changements remarquables sur le résultat, les différences étant toutes inférieures à 0.02 g/m<sup>3</sup>. Dans ce deuxième cas, les valeurs initiales prévalent sur les SIWV pour effectuer l'inversion tomographique. De plus, ces deux diagrammes nous donnent une indication sur la répartition des SIWV à travers le réseau. En effet, les plus grandes différences par rapport au modèle se situent toujours au centre d'une couche d'altitude, où le nombre de SIWV est le plus important. Pour les voxels situés au bord d'une couche d'altitude, où très peu d'informations se situent, nous avons un changement des valeurs de densité de vapeur d'eau moins

importantes (entre 1 g/m<sup>3</sup> et 2 g/m<sup>3</sup>). A noter toutefois que cette tendance diminue avec l'altitude des voxels en raison de la diminution du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère.

Pour comprendre la répartition des rais à l'intérieur des voxels, nous avons tracé les deux diagrammes de la figure 3.24. Ceux-ci représentent la somme cumulative des SIWV passant dans les voxels du réseau R2. Dans le cas d'un découpage 7x7x16, nous avons 49 voxels par couche. Nous avons représenté la répartition des SIWV pour les deux couches extrêmes à savoir la n°1 et la n°16.

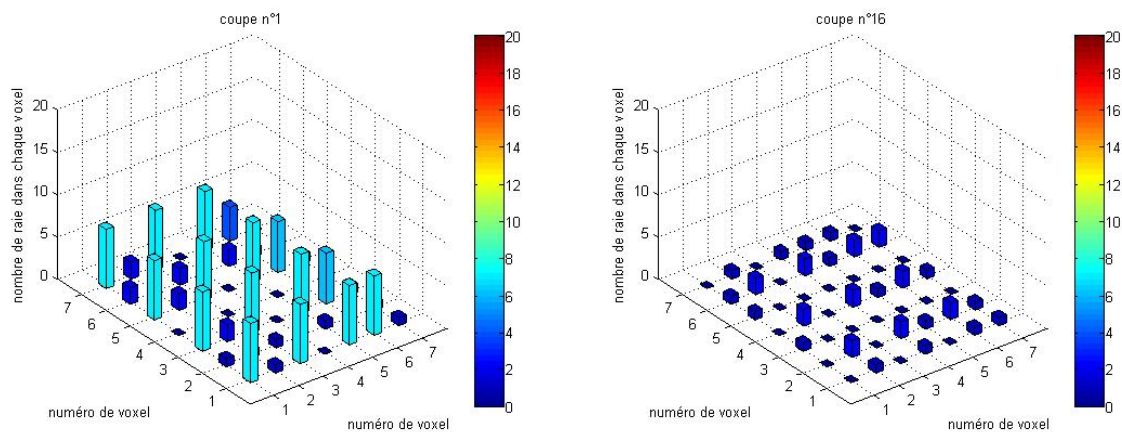


Figure 3.24: Répartition des rais à l'intérieur des voxels pour deux coupes d'altitudes. A gauche: répartition pour les voxels entre 0m et 500m d'altitude. A droite: Répartition pour les voxels entre 10 000m et 12 000m d'altitude.

Ce graphique nous indique bien que plus la couche d'altitude est basse, plus les SIWV passent à l'intérieur du réseau. En effet, lorsque l'altitude augmente, les SIWV en sortiront progressivement suivant leurs valeurs d'azimuts et d'élévations. Nous pouvons également voir que les plus grandes valeurs se situent dans les voxels contenant les stations GPS (figure 3.24 à gauche). Ces figures illustrent donc également le principe du problème partiellement déterminé des basses couches. La distribution des rais a toutefois tendance à devenir homogène avec les couches d'altitudes plus hautes. Ceci n'est toutefois pas vrai dans le cas présenté ci-dessus puisque la distribution des stations du réseau R2 est très symétrique.



## 7. Filtre de Kalman

Le dernier test que nous avons effectué concerne l'utilisation d'un filtre de Kalman [Flores, 2000]. L'ajout d'un tel filtre va nous permettre de créer un lien temporel entre nos différentes inversions tomographiques correspondant à une corrélation en temps de la distribution de la vapeur d'eau. Pour cela, nous avons utilisé pour la première inversion l'initialisation à partir de l'atmosphère standard recalée par les IWV. Puis, les époques suivantes ont été initialisées à partir des résultats des épisodes précédents. La tomographie sans filtre de Kalman a été initialisée en utilisant pour chaque époque une atmosphère standard recalée par les IWV. Les résultats successifs n'interviennent donc pas dans l'initialisation de la tomographie. Nous pouvons supposer que la tomographie avec filtre de Kalman aura des résultats de meilleures qualités dus à l'utilisation de ce lien temporel.

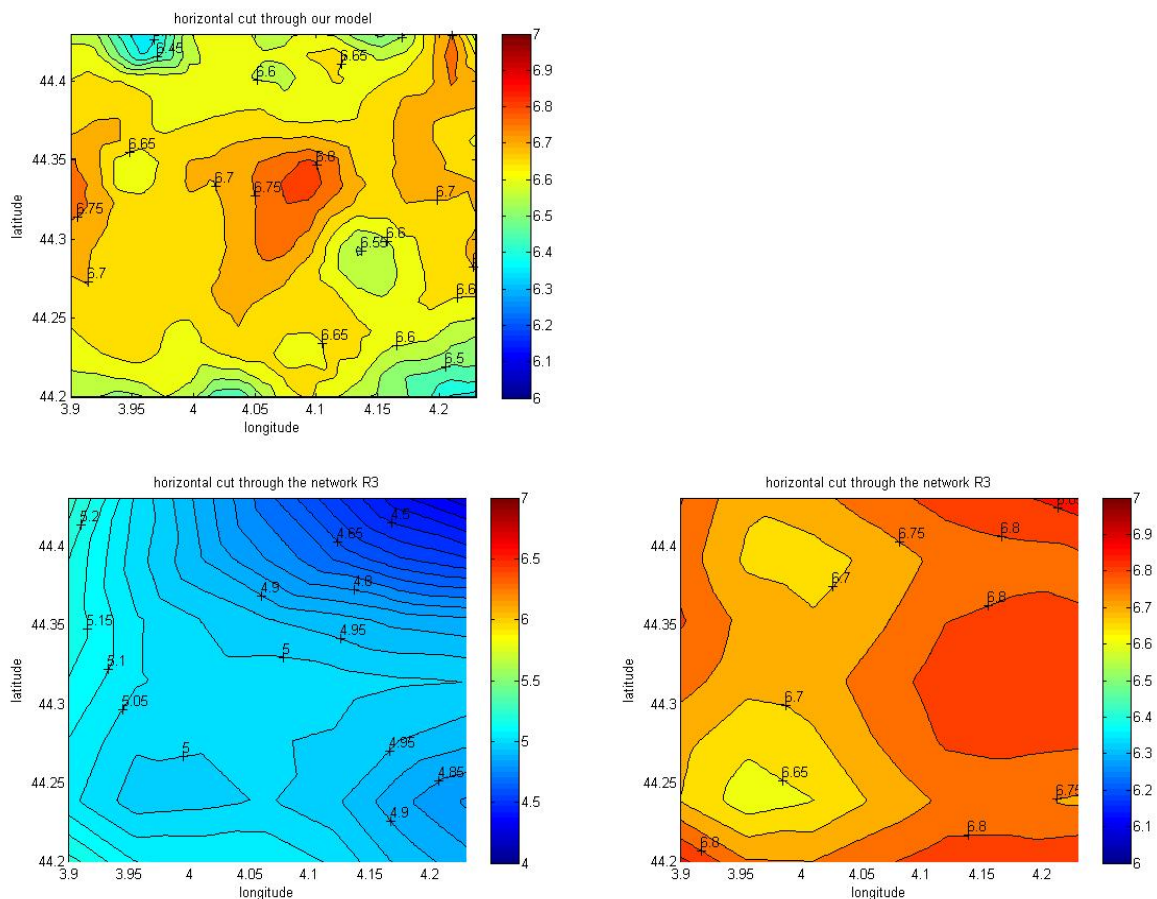


Figure 3.25 : Exemple de l'influence de l'utilisation du filtre de Kalman sur la tomographie pour une coupe horizontale à 500m d'altitude. En haut: Modèle atmosphérique. En bas à gauche: Tomographie sans filtre de Kalman après plusieurs itérations. En bas à droite: Tomographie avec filtre de Kalman après plusieurs itérations.



La figure 3.25 en haut représente notre modèle alors que les deux autres graphiques en bas correspondent aux résultats de la tomographie après plusieurs itérations en utilisant encore une fois le réseau R2. Il est à noter que les deux résultats ont été obtenus avec les mêmes valeurs de SIWV. Le résultat de droite a été effectué sans filtre de Kalman alors que celui de gauche a été effectué avec ce filtre. Pour pouvoir utiliser avec efficacité le filtre de Kalman, nous présentons un résultat pris au milieu de la journée après 48 itérations (résultats correspondant à l'horaire 12h, 4 tomographies par heure). Il est intéressant de noter que nous avons des résultats totalement différents avec ou sans l'utilisation du filtre de Kalman. Ce filtre, encore une fois considéré comme un lien temporel de la distribution de la vapeur d'eau peut augmenter les résultats tomographiques. En effet, en regardant les figures, nous voyons des quantités de vapeur d'eau bien plus en accord avec le modèle lorsque le filtre de Kalman est utilisé. La valeur moyenne de la densité de vapeur d'eau sur cette couche d'atmosphère pour le modèle est de  $6.66 \text{ g/m}^3$ . Elle est seulement de  $4.94 \text{ g/m}^3$  pour le résultat sans le filtre de Kalman et elle est de  $6.75 \text{ g/m}^3$  pour le résultat avec l'utilisation du filtre de Kalman. Si nous calculons la différence entre le modèle et le dernier résultat, nous constatons que la plus grande différence de densité de vapeur d'eau est située sur les bords du réseau où généralement les voxels à 500 m d'altitude sont vides.

Les différents tests ci-dessus nous permettent donc de définir un ensemble de critères afin d'avoir des résultats tomographiques les meilleurs possibles. Ainsi, lors d'une campagne intensive, il faut veiller à disposer les stations GPS de manière à couvrir de manière optimale le réseau d'étude. Evitez au maximum les dissymétries afin de limiter les effets de bords et d'avoir un remplissage homogène des voxels. Disposer également de mesures de pression et de température au sol avec si possible quelques radiosondages pour diminuer le phénomène de dilution verticale. Le nombre total de voxels, le coefficient alpha et l'utilisation d'un filtre de Kalman seront ajustés de manière empirique suivant les cas étudiés.

## Chapitre 4

### Radars

Nous avons vu dans les chapitres précédents que l'utilisation du GPS permettait d'estimer la densité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Afin de pouvoir étudier l'existence éventuelle d'une corrélation entre cette grandeur et le taux de précipitation nous allons maintenant faire appel à la technologie RADAR (Radio Detection And Ranging). C'est à la fin du XIX<sup>ième</sup> siècle que les premières équations physiques concernant les radars en général ont été découvertes. Mais il faudra attendre le début de la seconde guerre mondiale pour que les premiers systèmes soient réellement opérationnels. Initialement, ces radars servaient à repérer des cibles de différentes natures (avions, navires, ...). C'est seulement à la fin de la guerre que des scientifiques (militaires pour la plupart) ont compris que certaines de ces cibles étaient des artefacts dus aux précipitations (pluie, neige, grêle, etc...). Les premiers radars météorologiques étaient nés. Ces systèmes permettent ainsi de repérer les précipitations, d'en suivre le déplacement et d'en déterminer leurs natures. Par le biais de ces précipitations, il est également possible pour les radars Doppler de calculer les vitesses des vents dans les basses couches de l'atmosphère et ainsi de localiser les structures les plus dangereuses.

#### 1. Equation radar

Lorsque l'on parle de radar, on parle encore une fois de télédétection. C'est-à-dire une science ou une technique permettant d'obtenir des informations sur des objets sans rentrer en contact avec eux. On considère dès lors deux types différents de télédétection pour les systèmes radars : la télédétection passive et la télédétection active.

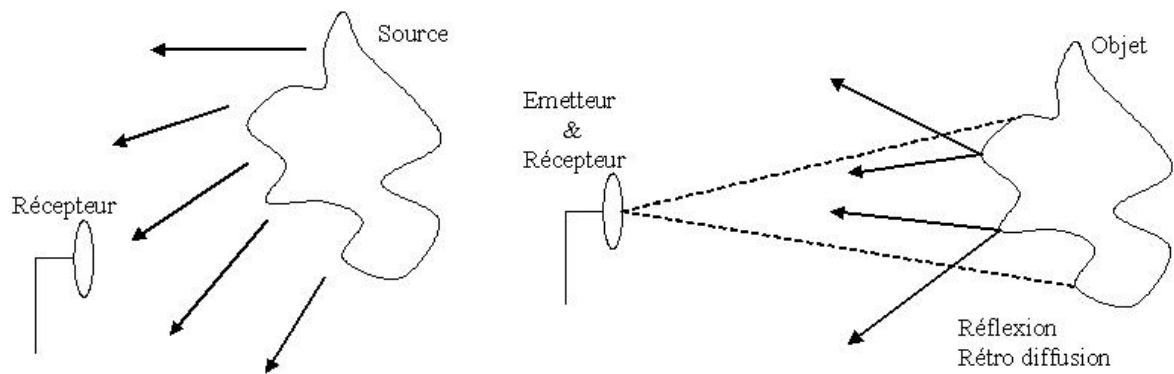


Figure 4.1: Principe de la télédétection passive et active.

Les graphes de la figure 4.1 représentent les deux principes de télédétection que nous pouvons trouver. A savoir la télédétection passive à gauche et la télédétection active à droite. La télédétection passive utilise un simple récepteur à l'écoute de l'environnement. En effet, la cible émet ou diffuse directement des ondes (ou tout autre bruit) vers un système de réception. L'exemple le plus simple de télédétection passive serait les organes de l'ouïe des Hommes. La télédétection active utilise un émetteur et un récepteur pour écouter son environnement. Il est donc maître de la source et pourra lui conférer un certain nombre de propriétés : cohérence en fréquence, direction du rayonnement, modulation de la fréquence porteuse, etc... La télédétection active présente donc un intérêt maximum au regard de ces paramètres pouvant être fixés. Un exemple serait une chauve-souris émettrice d'un signal ultrason pour sonder son environnement.

Lorsque l'on regarde de plus près ces deux exemples de télédétection active et passive, on note tout de suite la complexité pour détecter ce qui nous intéresse réellement. Il faut donc être en mesure (avec un système radar ou non) de faire la part des choses entre notre signal et du bruit. Par exemple un candidat essayant d'entendre une question posée par un membre du jury lors d'un oral, alors que deux personnes chuchotent dans la salle. Pour le candidat, la question sera le signal et le chuchotement le bruit. Pour les personnes qui se chuchotent quelque chose, le signal sera leur propre chuchotement et la question sera le bruit. Il faut donc toujours garder en mémoire qu'un signal de la télédétection passive pourra être le bruit d'une télédétection active et inversement.

Dans le cas des radars météorologiques, la télédétection active est utilisée. Un émetteur envoie donc des ondes radio qui se propagent dans l'atmosphère suivant un cône de propagation. Lorsque ces ondes rencontrent un obstacle (quelque soit sa nature) une partie de l'onde est réfléchi. Cette onde résultante est ensuite détectée par un récepteur et analysée. L'émission des ondes radio se fait par impulsion. Celles-ci sont de très courtes durées et le

temps entre deux impulsions consécutives est en général long (devant le temps d'impulsion) afin d'écouter l'onde résultante.

Les équations radars sont régies par différents paramètres et équations que nous allons maintenant exposer [Battan, 1973]. La première notion qu'il faut rappeler est celle concernant les angles solides. En effet, les antennes radars émettant approximativement dans un cône de direction, il est important de connaître les caractéristiques de ce cône à travers l'espace. En mathématiques, un angle solide est le rapport entre la surface de la projection d'un objet sur une sphère et le carré du rayon de celle-ci.

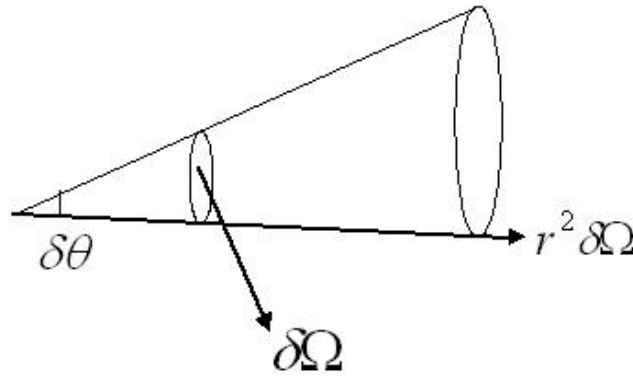


Figure 4.2: Définition de l'angle solide.

Sur la figure 4.2, nous avons une proposition simplificatrice d'une antenne directive d'émission. Nous avons ainsi un angle  $\delta\theta$  à la base du cône. Le but étant de définir la section  $\delta\Omega$  en fonction de l'angle de la base. Pour calculer l'angle solide sous lequel on voit un objet à partir d'un point donné, on projette cet objet sur une sphère de rayon  $r$  centré sur ce point. Si la surface de projection faite sur cette sphère est  $S$ , l'angle solide sous lequel on voit l'objet en question est égal par définition à

$$\Omega = \frac{S}{r^2} \quad 4.1$$

L'angle solide étant engendré par un élément de surface  $\delta S$ , nous pouvons donc calculer ce dernier lorsque de petite variation azimutale (angle  $\phi$ ) et zénithal (angle  $\theta$ ) ont lieu. Par définition, nous aurons :

$$\begin{aligned}\delta S &= r \delta \theta \times r (\sin \theta) \delta \phi = r^2 \delta \theta (\sin \theta) \delta \phi \\ \Rightarrow \delta \Omega &= (\sin \theta) \delta \phi \delta \theta\end{aligned}\tag{4.2}$$

Par intégration en coordonnées sphériques, et pour un cône d'angle solide  $\theta = 2\alpha$  nous avons

$$\Omega = \int_0^{2\pi} \delta \phi \times \int_0^\alpha \sin \theta \delta \theta = 2\pi(1 - \cos \alpha)\tag{4.3}$$

Mais dans notre cas  $\alpha = \frac{\theta}{2}$ , en substituant les angles dans l'équation 4.3 et pour  $\theta$  petit, nous pouvons effectuer un développement limité de cette dernière équation. Nous avons donc

$$\Omega = 2\pi \times \left(1 - 1 + \frac{\theta^2}{8}\right) = \pi \frac{\theta^2}{4}\tag{4.4}$$

Nous connaissons maintenant l'angle solide sous lequel est vu un objet pour une antenne directive radar. D'après le théorème de réciprocité du rayonnement électromagnétique en émission et en réception, la même antenne recevra uniformément dans le même angle solide. Cette formule correspond donc également dans le cas d'une antenne directive à la localisation angulaire.

La localisation et la résolution en distance (respectivement  $D$  et  $\delta D$ ) s'obtiennent par des mesures de temps à partir de la dualité temps/fréquence pour une vitesse de l'onde égale à la vitesse de la lumière  $c$  dans le cas des ondes électromagnétiques (OEM). Si la distance entre l'objet et le radar vaut  $D$ , l'onde devra parcourir un aller-retour afin de revenir à son point d'origine. Elle voyagera donc sur une distance égale à  $2D$ . La résolution en distance prend en compte la durée d'impulsion radar  $\tau$ . Elle sera égale au chemin parcouru par l'impulsion au cours d'un temps  $\frac{t}{2}$ . Soit pour les deux grandeurs:

$$D = \frac{ct}{2} \text{ et } \delta D = \frac{c\tau}{2}\tag{4.5}$$

Une fois ces différentes grandeurs rappelées, nous pouvons écrire l'équation du radar général. Cette équation peut se découper en différents termes dont on connaît à chaque fois les caractéristiques. Ainsi, si l'on suit une onde depuis sa création, nous aurons d'abord la formule de la puissance  $P_1$  émise par l'émetteur et touchant la cible, qui sera égale à

$$P_1 = \frac{P_t G_t}{4\pi \times r_t^2} \quad 4.6$$

La puissance d'impact sera donc égale à la puissance transmise  $P_t$  multipliée par le Gain de l'antenne de transmission  $G_t$  sur une surface définie comme étant sphérique de rayon  $r_t$  (antenne directive donc cône de direction). A titre d'information, le gain ou directivité caractérisent les propriétés de focalisation de l'énergie. Il est égal à la puissance émise dans une direction donnée ( $P_{dir}$ ) divisé par la puissance émise dans toutes les directions ( $P_{iso}$ ). Autrement dit,  $G = \frac{P_{dir}}{P_{iso}}$ . Dans le cas d'une antenne directive,  $P_{dir} = \frac{P_t}{r^2 \delta\Omega}$  (avec  $P_t$  la puissance transmise) et le gain vaut  $G = \frac{4\pi}{\delta\Omega}$ .

Cette puissance  $P_1$  rencontre ensuite une cible. Une partie de cette puissance est donc rétrodiffusée.

$$P_{ret} = P_1 \sigma \quad 4.7$$

$\sigma$  étant la section efficace (soit le coefficient de réflexion) de la cible. Celui-ci varie bien entendu en fonction de la nature de l'objet rencontré.

La puissance rétrodiffusée retourne à la source et rencontre à ce moment là le récepteur. De manière similaire à l'équation 4.6, nous pouvons donc calculer la puissance  $P_2$  qui rencontrera l'antenne par

$$P_2 = \frac{P_{ret}}{4\pi \times r_r^2} \quad 4.8$$

Enfin, la puissance reçue  $P_r$  sera en fonction de la puissance d'impact  $P_2$  mais également de la surface de captation de l'antenne qui est définie comme étant égale à  $A_c = \lambda^2 \frac{G_r}{4\pi}$ . Ainsi,  $P_r$  vaudra

$$\begin{aligned}
 P_r &= P_2 A_c \\
 \Rightarrow P_r &= \frac{P_{ret}}{4\pi \times r_r^2} \times \lambda^2 \frac{G_r}{4\pi} \\
 \Rightarrow P_r &= \frac{P_t \sigma}{4\pi \times r_t^2} \times \lambda^2 \frac{G_r}{4\pi} \\
 \Rightarrow P_r &= \frac{\frac{P_t G_t}{4\pi \times r_t^2} \sigma}{4\pi \times r_r^2} \times \lambda^2 \frac{G_r}{4\pi}
 \end{aligned} \tag{4.9}$$

Soit après simplification la formule générale suivante concernant l'équation du radar :

$$P_r = P_t \times \frac{G_t G_r \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 r_t^2 r_r^2} \tag{4.10}$$

Cette équation générale est un bilan de puissance entre ce qui est reçu (réfléchi) et ce qui est émis tout en tenant compte des caractéristiques physiques du radar considéré. Ainsi, on retrouvera le terme  $P_r$  qui représente la puissance reçue par le récepteur,  $P_t$  la puissance transmise,  $G_t$  et  $G_r$  les gains des antennes de transmission et de réception,  $\lambda$  la longueur d'onde,  $\sigma$  la section efficace (soit le coefficient de réflexion),  $r_t$  et  $r_r$  la distance cible/transmetteur et cible/récepteur [Battan, 1973], [Van Baelen 1990].

Toutefois, dans la plupart des cas, l'émetteur et le récepteur se situent au même endroit et l'antenne émettrice sert également d'antenne réceptrice. Nous parlons alors d'équation du radar monostatique qui après simplification de l'équation 4.10 donne :

$$\begin{aligned}
 r_t &= r_r = r \\
 G_t &= G_r = G \\
 \Rightarrow P_r &= P_t \times \frac{G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 r^4}
 \end{aligned} \tag{4.11}$$

Lorsque l'on regarde cette équation, on peut maintenant se poser la question suivante : à quelle distance est-on capable de détecter une cible ? Cette question à deux réponses différentes qu'il faut néanmoins coupler. La première chose à prendre en compte est bien entendu la puissance minimum qui peut être détectable par l'antenne réceptrice. La portée maximale d'un radar se définit donc par la distance pour laquelle le bilan de puissance fera apparaître le signal minimum détectable en puissance reçue soit

$$r_{\max}^4 = P_t \times \frac{G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 P_{r\min}} \quad 4.12$$

Dans cette formule, nous retrouvons les quantités définies pour l'équation 4.10. A noter toutefois que nous avons maintenant la quantité  $P_{r\min}$  correspondant à la Puissance reçue minimale détectable. L'autre paramètre à prendre en compte est le temps séparant deux impulsions radio. En effet, si l'on veut que la détection se fasse sans ambiguïté, il faut que le retour d'une impulsion intervienne avant l'émission de l'impulsion suivante. Si cette condition n'est pas remplie, il sera alors impossible de différencier un retour comme étant la réflexion de la première ou de la deuxième impulsion. L'équation régissant cette ambiguïté est définie par la formule 4.5.

Nous avons vu un peu plus haut que le paramètre  $\sigma$  de l'équation 4.7 correspondait à la section efficace. Cette grandeur dépend en fait de la cible que l'impulsion rencontre. Nous pouvons exprimer ce coefficient dans le cas de cibles volumiques (gouttes d'eau) pour arriver à une simplification de l'équation 4.11. En effet, dans le cas de très grand nombre de cibles, nous pouvons définir le paramètre  $\sigma$  comme étant la somme des réflectivités dues à des gouttes contenues dans le volume illuminé par l'onde radar [Battan, 1973]. Nous aurons donc

$$\bar{\sigma} = V\eta \quad 4.13$$

Nous avons donc une valeur moyenne de ce coefficient  $\bar{\sigma}$  en fonction du volume sondé  $V$  ainsi que de la réflectivité  $\eta$ . Nous pouvons également définir ce volume en fonction des caractéristiques du radar lui-même. En effet, le volume sondé dépendra de la longueur de l'impulsion ainsi que de l'angle d'ouverture du faisceau. En utilisant les équations 4.1, 4.4 et 4.5 relatives aux temps de propagations et aux angles solides, et en effectuant une approximation cylindrique, nous pouvons écrire :



$$\begin{aligned}
S &= \Omega r^2 = \frac{\pi \times r^2 \theta^2}{4} \\
\delta D &= \frac{c\tau}{2} \\
\Rightarrow V &= S \times \delta D \\
\Rightarrow V &= \left( \frac{\pi \times r^2 \theta^2}{4} \right) \times \left( \frac{c\tau}{2} \right)
\end{aligned}
\tag{4.14}$$

Connaissant maintenant le volume pour des cibles volumiques, nous pouvons réécrire l'équation 4.11 en substituant le terme  $\sigma$  par celui défini dans l'équation 4.14. Nous arrivons donc à la puissance reçue par le récepteur dans le cas où les cibles seraient de petites tailles et en très grand nombre.

$$\Rightarrow P_r = P_t \times \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \times \left( \frac{c\tau}{2} \right) \times \left( \frac{\pi \times r^2 \theta^2}{4} \right) \eta
\tag{4.15}$$

Après simplification, nous obtenons l'équation suivante.

$$\Rightarrow P_r = P_t \tau G^2 \lambda^2 \theta^2 \times \left( \frac{c}{512\pi^2} \right) \times \frac{\eta}{r^2}
\tag{4.16}$$

A noter dans cette équation que nous avons maintenant une puissance reçue qui n'est plus en fonction de l'inverse de la distance à l'exposant quatre mais est en fonction de l'inverse de la distance au carré.

Nous venons de voir à travers ces premières équations quelle puissance pouvait être reçue (et dans quelles conditions) afin de sonder un volume donné. Toutefois, dans le cas de l'étude météorologique par radar, cette puissance n'est pas exploitable en tant que telle. En effet, l'écho que le récepteur va recevoir sera analysé en fonction de son intensité et non pas de sa puissance. Cela va permettre de connaître le taux de précipitation dans le volume sondé. Pour ce faire, nous allons utiliser des longueurs d'ondes entre 1 et 10 centimètres (cf paragraphe 2) afin de pouvoir utiliser la loi de Rayleigh. Cette loi stipule que l'intensité de retour sera proportionnelle à une puissance du diamètre des cibles. Il faut toutefois que les

cibles à proprement parlées soient beaucoup plus petites que la longueur d'onde. Cette intensité est nommée réflectivité ( $Z$ ) et vaut par définition :

$$Z = \int_0^{D_{\max}} N_0 \times e^{-\Lambda D} \times D^6 dD \quad 4.17$$

Cette intensité  $Z$  s'exprimant en  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$  est définie comme une variation de la 6<sup>ième</sup> puissance des cibles de diamètre  $D$  multiplié par la distribution des gouttes. Le terme  $N_0$  est une constante égale à  $0.08 \text{ cm}^{-4}$  pour la pluie et  $0.038 \text{ cm}^{-4}$  pour la neige. Enfin, le terme  $\Lambda$  dépend de l'intensité de la pluie [Marshall & Palmer, 1948]. Toutefois, cette formule ne tient pas compte de la nature de la cible. Pour remédier à ce problème, on définit la réflectivité équivalente ( $Z_e$ ) correspondant en fait à une normalisation en fonction de la constante diélectrique  $|K|^2$  de la cible.

$$Z_e = |K|^2 \times Z \quad \text{avec} \quad 4.18$$

$$|K|^2 = 0.93 \text{ pour l'eau et } 0.24 \text{ pour la neige}$$

C'est cette dernière quantité que nous utilisons pour caractériser et suivre l'évolution des précipitations en parallèle avec notre étude GPS. A noter que suivant le radar considéré, nous ferons également appel à la réflectivité exprimée en dBZ. Cette quantité est la mesure du rapport entre la réflectivité ( $Z$  ci-dessus) et la réflectivité qu'on aurait si 1 mètre cube était rempli de  $1 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$  de gouttes. Nous allons maintenant voir quels radars nous avons utilisés lors de nos différentes campagnes et les résultats que nous sommes susceptibles d'attendre.

## **2. Radars utilisés dans ces travaux**

Avant de présenter les caractéristiques techniques des différents radars que nous avons utilisés, il est important de connaître les intensités communément admises en fonction des réflectivités trouvées. Ci-dessous le tableau récapitulatif de l'interprétation de l'échelle de réflectivité radar.

Type et intensité		Réflectivité
Bruine ou échos en air clair (insectes, etc.		0 dBZ
Pluie ou neige très légère	Quelques gouttes	10 dBZ
Pluie ou neige légère	Typique du printemps et de l'automne: 1-2 mm/h	25 dBZ
Précipitation modérée	Forte pour le printemps ou l'automne: 5 mm/h	35 dBZ
Pluie intense	Averses estivales: 20 mm/h	45 dBZ
Pluie très intense ou grêle	Pointe des orages: 100 mm/h	55 dBZ

*Tableau 4.1: Interprétation de l'échelle de réflectivité radar.*

Ce tableau bien que très général nous permet de connaître la tendance en fonction des cartes radars que nous pourrions avoir. Les différents cas qui nous intéressent, comme nous le verrons dans le prochain chapitre, étant des événements relatifs à des épisodes intenses menant à des crues éclair, se situeront pratiquement tous entre des réflectivités de 45 à 55 dBZ.

#### **a. Radar de Bollène**

Le premier radar que nous avons utilisé pour obtenir des données de réflectivité est le radar Météo France de Bollène situé à 44.324° de latitude Nord et 4.763° de longitude Est culminant à une altitude de 327 mètres. Ce radar, de type bande S, peut utiliser une plage de fréquence allant de 2 GHz à 4 GHz, soit une longueur d'onde de 7.5 à 15 cm. Toutefois, celui-ci étant un radar météorologique opérationnel, il utilise une fréquence fixe de 2.8 GHz. Le mode opératoire de ce radar dans le cadre de la campagne OHM-CV 2002 est un balayage volumique [Nicol, 2004]. Il est composé de 8 angles de sites précisés dans le tableau ci-après balayés toutes les 5 minutes. Il est à noter toutefois que le jeu d'angles de sites varie toutes les 5 minutes avec des angles communs pour les trois dernières valeurs. Ainsi, en l'espace de 10 minutes, 13 angles de sites différents sont utilisés.

	Heure H=0 à 23, Minute M=0 ;10 ;20 ;30 ;40 ;50	Heure H=0 à 23, Minute M=5 ;15 ;25 ;35 ;45 ;55
Angles de sites	17.9° 11.0° 7.3° 4.8° 2.3° 1.7° 1.2° 0.8°	0.4° 13.9° 9.0° 6.0° 3.6° 1.7° 1.2° 0.8°

*Tableau 4.2 : Angles de sites du radar de Bollène en mode 3D volumique. 8 angles de sites différents utilisés toutes les 5 minutes.*

Ajoutons également que ce radar a une résolution de l'ordre du kilomètre pour une portée d'environ 256 km.

#### **b. Radar de Wideumont**

Le deuxième radar utilisé est celui de Wideumont localisé dans la province du Luxembourg au Sud-Est de la Belgique. C'est un radar de type doppler fonctionnant en bande C, c'est-à-dire que sa fréquence peut varier de 4 GHz à 8 GHz d'où une longueur d'onde de 3.75 cm à 7.5 cm. Comme précédemment, le mode opératoire de ce radar utilise une fréquence fixe de 5.640GHz correspondant à une longueur d'onde de 5.3cm. Ce radar réalise toutes les 5 minutes un balayage comprenant 5 angles d'élévation compris entre 0.3° et 6°. Comparativement au radar de Bollène, ce radar est théoriquement un peu plus précis avec une portée un peu moindre. Toutefois, leurs performances sont comparables. A titre d'information, la résolution du radar de Wideumont est d'environ 600 m et sa portée opérationnelle de 240 km.

#### **c. Radar Poldirad et bande X**

Les deux radars présentés ci-dessous ont été déployés dans le cadre de la campagne COPS.

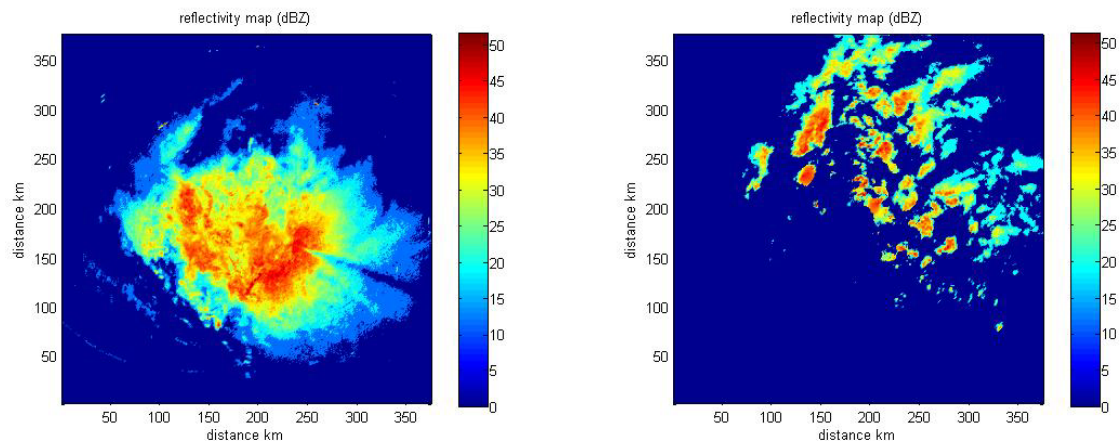
Le radar Poldirad est un radar météorologique doppler opérant en bande C. Comme dans le cas du radar de Wideumont, sa fréquence peut donc varier de 4 GHz à 8GHz. Toutefois, sa fréquence en mode opératoire est de 5.503GHz correspondant à une longueur d'onde de 5.45cm. Ce radar est localisé à Waltenheim-sur-Zorn à 48°44'23.1''N de latitude et 7°36'37.2''E de longitude au centre de la zone d'étude COPS. Ce radar a une portée opérationnelle maximale de 300km avec une résolution d'environ 600m .

Le radar bande X, appartenant au Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP), a une fréquence théorique pouvant varier de 8 GHz à 12 GHz, soit une longueur d'onde allant de 2.5 cm à 3.75 cm. En mode opérationnel, ce radar à une fréquence fixe de 9.41 GHz. Comparativement aux deux radars précédents, celui-ci est très précis mais a une portée très réduite. En effet, sa résolution est de l'ordre de 60 m et sa portée de 20 km.

### **3. Algorithmes de Reconstruction**

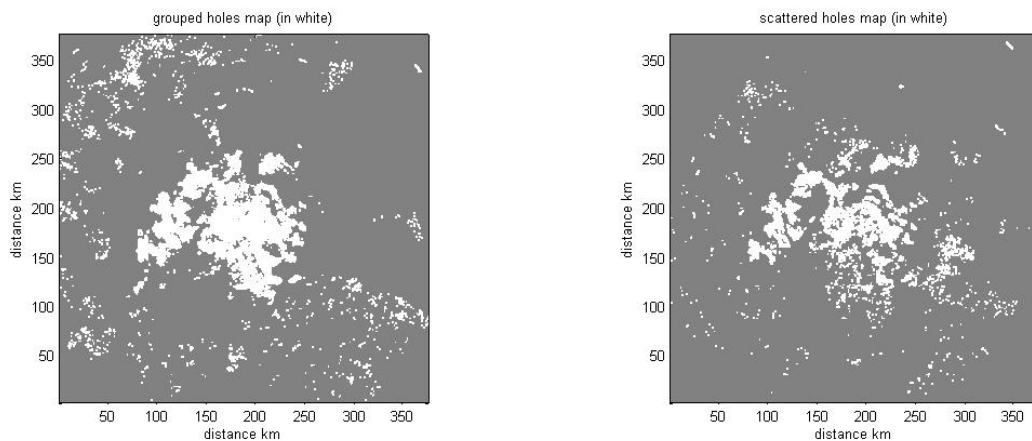
Comme précisé dans le précédent paragraphe concernant le radar de Bollène, celui-ci fonctionne en mode 3D volumique. Malheureusement, les résultats que nous pouvons avoir sur la région des Cévennes sont souvent endommagés [Nicol, 2004]. Ces dommages sont dus à la présence très proche du relief Cévenol, aux traitements initiaux des données [Boudevillain, communication personnelle] ainsi qu'aux seuils de détections [Lee, 2005] [Berenguer, 2006]. Les différents algorithmes de traitement des images radars ne sont pas toujours capables de différencier la réflectivité des données rejetables. Dans notre cas, les données reçues étaient déjà dégradées. Nous n'avons donc pas à détecter les anomalies des réflectivités mais simplement à reconstruire les images radar. Nous avons donc développé deux algorithmes de reconstruction d'image radar pour palier à ce problème. Les deux algorithmes utilisent l'interpolation de la réflectivité basée sur les principes de restauration d'images [Kerry, 1997], [Wesson, 2004]. La première interpolation (4Linear) est basée sur une interpolation de données distantes localisées sur les lignes, colonnes et diagonales. La deuxième interpolation (Average8) est basée sur une interpolation du plus proche voisin. Nous pouvons d'ores et déjà supposer que le deuxième algorithme est plus puissant dans le cas où les trous à combler sont de petites tailles et dispersés sur l'ensemble de la carte. A l'inverse, dans le cas d'un ou de plusieurs trous importants, le premier algorithme sera théoriquement le meilleur.

Pour tester nos algorithmes, nous avons choisi deux cartes de réflectivité non endommagées qui nous serviront de référence. La première carte correspond à une zone de réflectivité groupée au centre du domaine sondé. Pour la seconde, nous avons choisi un cas où la réflectivité est dispersée sur l'ensemble du réseau. Ces deux cartes (Figure 4.3) vont nous permettre de comparer nos résultats obtenus avec nos deux méthodes de reconstruction sur des configurations de réflectivité vraiment différentes.



*Figure 4.3 : Cartes de réflectivités servant de référence aux tests sur les algorithmes de reconstruction.*

Nous avons ensuite sélectionné deux cartes de réflectivités endommagées présentant des trous à différents endroits. A l'aide d'un premier filtre appliqué à ces cartes, nous avons récupéré la localisation géographique des parties endommagées. Nous obtenons donc deux nouvelles cartes présentées sur la figure 4.4. Ces cartes vont nous servir de deuxième filtre afin de dégrader volontairement nos cartes de références.



*Figure 4.4 : Présentation des filtres utilisés lors de la dégradation des cartes de réflectivités.*

Avec ce jeu de deux cartes de références et de deux cartes servant de filtre, nous pouvons donc créer quatre couples différents en choisissant une image de chaque type. Ainsi, nous pouvons avoir : (réflectivité) groupée/(trous) groupés, groupée/dispersés, dispersée/groupés et enfin dispersée/ dispersés.

#### a. Principe 4Linear

La première méthode de reconstruction mise en place (4Linear) est basée sur les données distantes. Nous effectuons quatre différentes interpolations en utilisant les premières valeurs non égales à NaN (Not a Number i.e. aucune données) trouvées sur une ligne, une colonne et les deux diagonales.

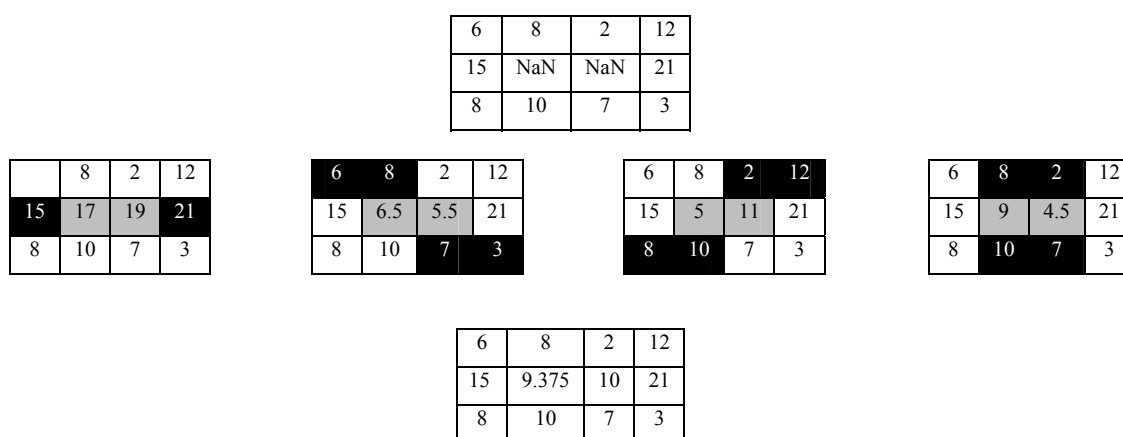


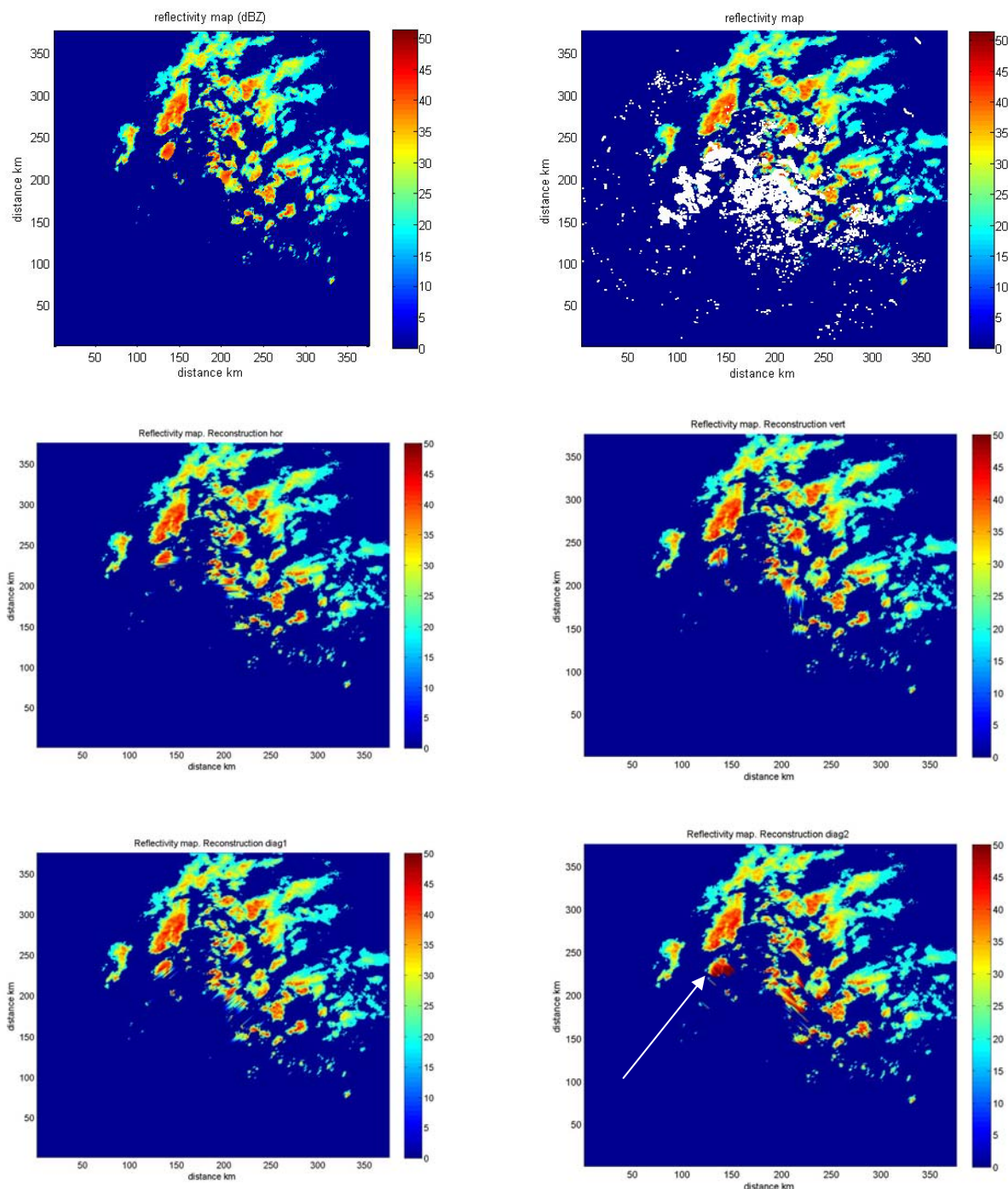
Figure 4.5: Schéma explicatif concernant la méthode d'interpolation 4Linear.

La figure 4.5 composée de tableaux illustre le procédé utilisé pour parvenir à l'interpolation finale. La première ligne présente l'état initial du trou que nous avons à reconstruire. Nous y avons placé deux valeurs NaN : les valeurs à estimer. Les nombres entourant ces deux NaN sont considérés comme nos valeurs de réflectivité valides.

Sur la seconde ligne, nous avons les quatre tableaux représentant le résultat intermédiaire après les interpolations. Les cases en noirs nous montrent les valeurs utilisées pour reconstruire les deux cases NaN. Dans cet exemple, nous procédons à l'interpolation par ligne, par diagonales puis par colonne. Les résultats sont représentés en gris. La dernière ligne

représente le résultat reconstruit pour lequel la moyenne des 4 interpolations précédentes a été réalisée.

La figure 4.6 présente un exemple des quatre interpolations avant le résultat final.





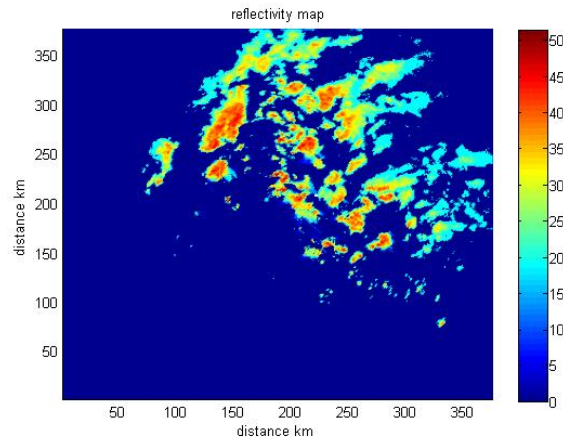


Figure 4.6: Effets de l'algorithme 4Linear sur la reconstruction.

Le cas traité ci-dessus correspond au couple réflectivité dispersée/trous dispersés. Les deux premières cartes correspondent à notre carte de référence ainsi qu'à la carte dégradée. Les 4 cartes suivantes correspondent aux résultats des 4 interpolations conduites avec l'algorithme 4Linear. Nous voyons l'influence de l'interpolation diagonale sur les deux graphes du bas. Nous pouvons également noter la différence de couleur entre les trois premiers graphiques et le dernier concernant le spot de réflectivité (aux coordonnées (135; 225)), repéré par une flèche blanche. Ceci est simplement dû à une erreur plus importante lors de la reconstruction amenant à des valeurs de réflectivité très importantes qui faussent le résultat. D'où la nécessité de faire une moyenne des quatre résultats intermédiaires pour diminuer ces erreurs potentielles. Cette carte correspond à la dernière présentée de la figure 4.6.

### **b. Tests 4Linear**

Afin de valider la méthode 4Linear exposée ci-dessus, nous avons réalisé différents tests de reconstruction de cartes de réflectivité pour l'ensemble des configurations réflectivité/trou disponibles et nous avons quantifié la qualité de la reconstruction par différence « résultat/référence ». Nous avons également calculé le biais de nos algorithmes, les pourcentages de données compris entre deux limites  $\pm 3$  dBZ et  $\pm 6$  dBZ ainsi que la moyenne pondérée des différences et l'écart type. L'ensemble de ces éléments sont repris dans le tableau 4.3. Les valeurs les plus intéressantes de ce tableau sont le pourcentage de données comprises entre  $\pm 3$  dBZ et l'écart type. Les autres valeurs tels que le biais, la moyenne

pondérée ainsi que le pourcentage  $\pm 6$  dBZ sont données à titre d'informations complémentaires.

<b>Measures</b> <b>Reflectivity/holes</b>	<b>-3/+3 dBZ</b> <b>(%)</b>	<b>-6/+6 dBZ</b> <b>(%)</b>	<b>Mean</b> <b>(dBZ)</b>	<b>Bias</b> <b>(dBZ)</b>	<b>Sdev</b> <b>(dBZ)</b>
Grouped/Grouped	72.87	92.62	1.05	0.83	10.10
Grouped/Scattered	78.98	95.15	0.95	0.83	7.6
Scattered/Grouped	75.06	82.24	0.15	-0.75	38.96
Scattered/Scattered	78.88	85.71	0.22	-0.77	34.3

*Tableau 4.3: Résultats des tests pour les différents couples testés avec la méthode 4Linear.*

Nous remarquons que la meilleure reconstruction est atteinte pour le couple n°2 présenté sur le tableau récapitulatif 4.3. Nous obtenons environ 79 % de la différence entre notre référence et le résultat compris dans l'intervalle  $\pm 3$  dBZ avec un écart type correspondant de 7.6 dBZ. Cela veut donc dire que nous avons la majorité de nos données reconstruites se situant près de notre valeur moyenne avec une faible dispersion. Ce n'est pas le cas par exemple pour le couple dispersée/dispersés. Nous avons certes la même valeur 79% pour l'intervalle  $\pm 3$  dBZ mais la valeur de l'écart type est beaucoup plus large. Nous avons donc des valeurs reconstruites beaucoup plus extrêmes que dans le cas précédent. En utilisant l'algorithme 4Linear, nous obtenons la meilleure reconstruction pour les deux filtres « trous dispersés » concernant la valeur comprise dans le premier intervalle ( $\pm 3$  dBZ). Nous obtenons par contre la meilleure reconstruction pour les deux couples « réflectivité groupée » concernant la valeur de l'écart type.

Pour illustrer le processus de reconstruction et ses aléas potentiels, la figure 4.7 nous montre un exemple de reconstruction correspondant au couple groupée/dispersés. Nous avons en haut notre référence, en bas à gauche la carte dégradée et en bas à droite la reconstruction. Nous allons regarder plus en détail quelques parties intéressantes (localisées par les flèches noires sur notre carte de référence). A savoir le côté gauche de la carte (coordonnées  $x=130$ ,  $y=200$ ) correspondant à un fort spot de réflectivité endommagé. Le centre de la carte (coordonnées  $x=170$ ,  $y=200$ ) où des petites structures sont placées et enfin la partie sans réflectivité localisée autour des coordonnées  $x=220$  et  $y=200$ .

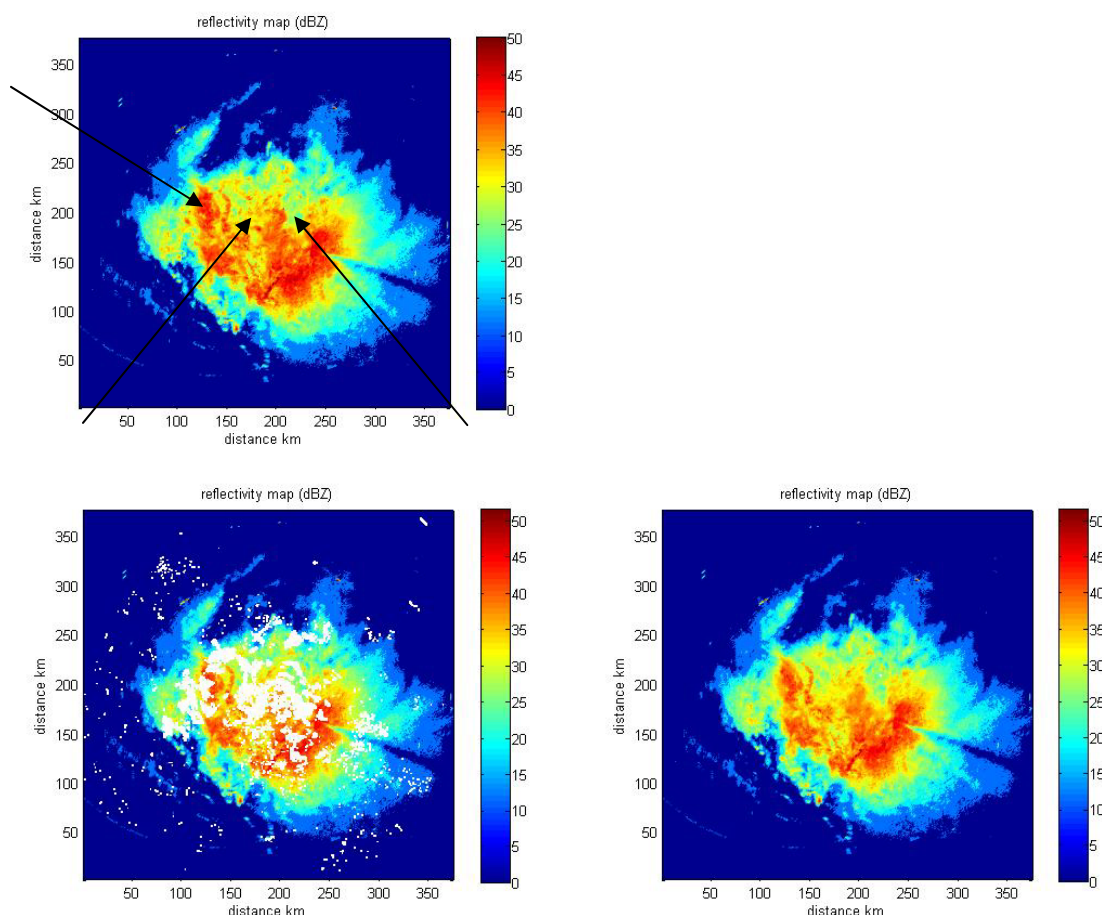


Figure 4.7: Exemple de reconstruction avec l'algorithme 4Linear.

Une fois la reconstruction de la carte de réflectivité effectuée, nous pouvons formuler quelques remarques. Le gros spot de réflectivité situé à gauche (130; 200) a été correctement reconstruit. La structure principale n'a pas été endommagée par la reconstruction sauf pour quelques cellules de moindres importances qui ont été supprimées (120; 195). Si nous regardons maintenant le centre de la carte, nous remarquons un effet de lissage dû à l'interpolation. Les petites cellules de réflectivité sont donc détruites ou atténuées par notre algorithme. Cet effet ne peut pas être évité en utilisant l'algorithme 4Linear puisque basé sur des données distantes, ce qui favorise le lissage des détails perdus dans des zones étendues entre 2 valeurs valides. La dernière zone correspondant à une réflectivité faible (220; 200) qui n'est également pas reconstruite de manière totalement satisfaisante. Cette partie est en effet moins étendue sur notre résultat que sur la référence avec une tendance à avoir une réflectivité un peu plus élevée.

### c. Principe 8Average

La deuxième méthode d'interpolation testée ci-dessous est basée sur le principe des données les plus proches. Pour chaque valeur égale à NaN, nous la reconstruisons en effectuant une moyenne des 8 valeurs (quand elles existent) les plus proches du trou à reconstruire. De plus, cette reconstruction s'opère en 8 temps successifs. Nous avons procédé de la sorte à cause de l'algorithme lui-même. En effet, nous n'aurons pas les mêmes reconstructions selon que nous commençons par le haut (h), le bas (b), la gauche (g) ou bien la droite (d). Dans le but de minimiser ces propagations d'erreurs, nous avons de plus, effectué une moyenne de ces huit possibilités.

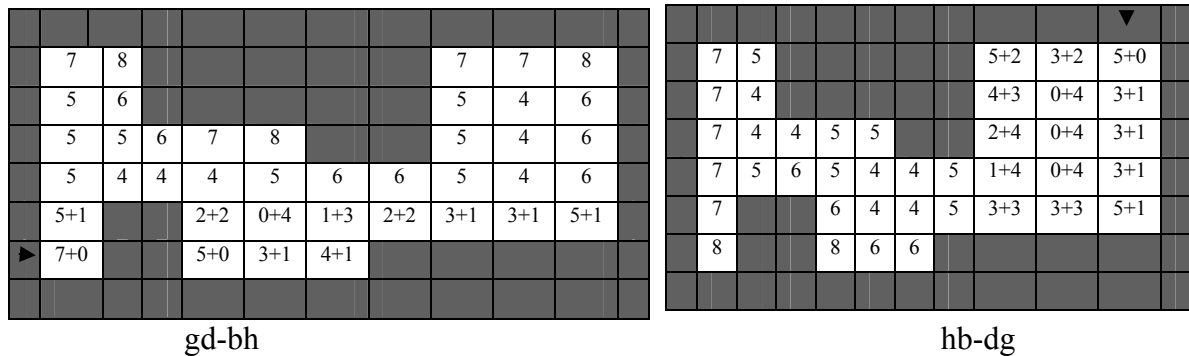
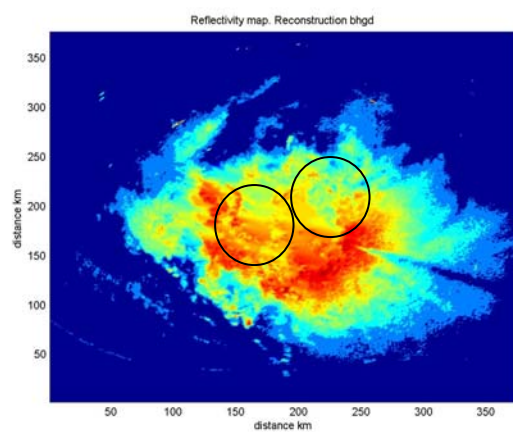
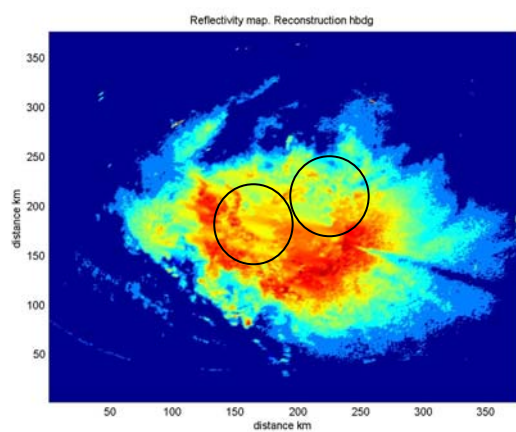
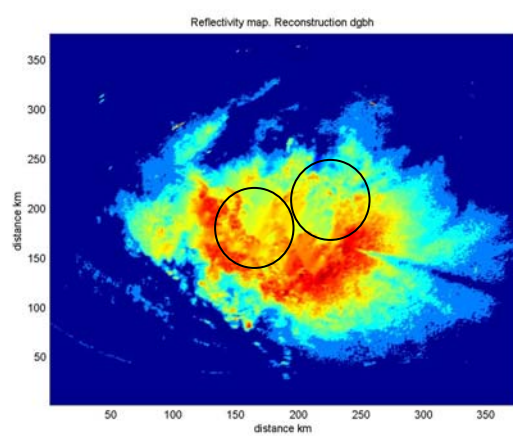
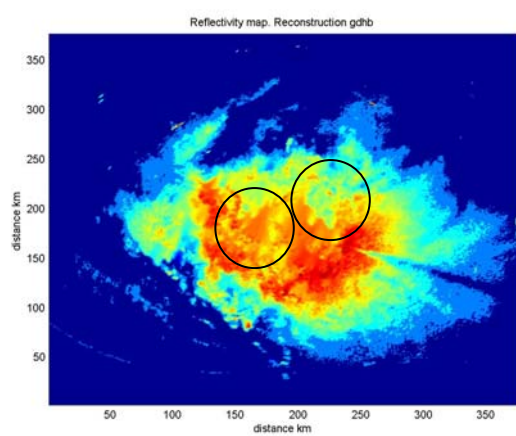
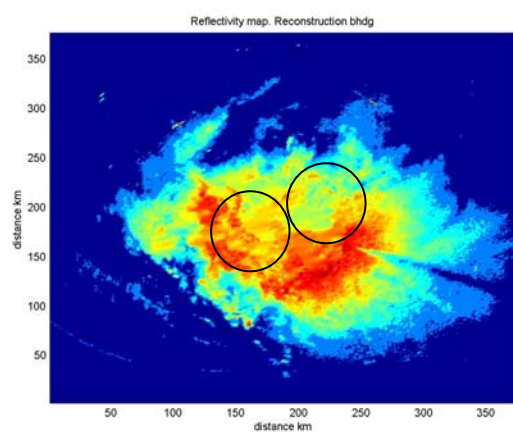
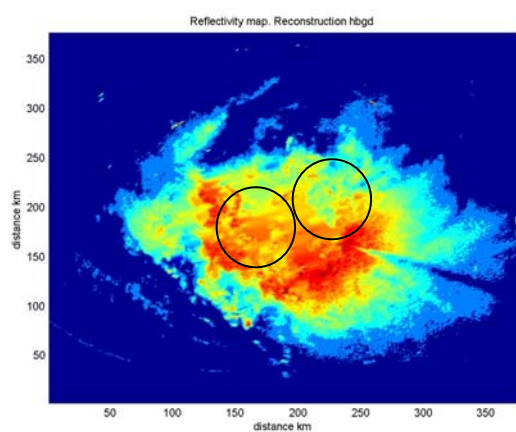


Figure 4.8 : Schéma explicatif concernant la méthode d'interpolation 8Average.

La figure 4.8 présente un exemple de propagation d'erreurs que nous avons en considérant deux différentes interpolations. Les cellules grises représentent les cellules où il y a des valeurs de réflectivités. Les cellules blanches représentent les données manquantes i.e. à reconstruire. Le chiffre à l'intérieur indique le nombre de données voisines disponibles pour effectuer l'interpolation. Pour les premières cellules rencontrées dans l'ordre de la reconstruction, nous avons divisé le nombre en deux parties. La première partie fait référence aux données existantes, la seconde faisant quant à elle référence aux cellules « déjà reconstruites » pouvant être utilisées pour effectuer l'interpolation. Pour les deux parties du tableau 4.8, le processus de reconstruction commence à l'endroit et dans la direction indiquée par la flèche noire. Les erreurs de propagations vont donc suivre la direction du processus. Cela peut donc conduire à des reconstructions sensiblement différentes si une moyenne finale n'est pas appliquée.

Ci-dessous (figure 4.9), un exemple des huit reconstructions effectuées avant interpolation finale. Le cas présenté concerne le couple groupée/groupés.



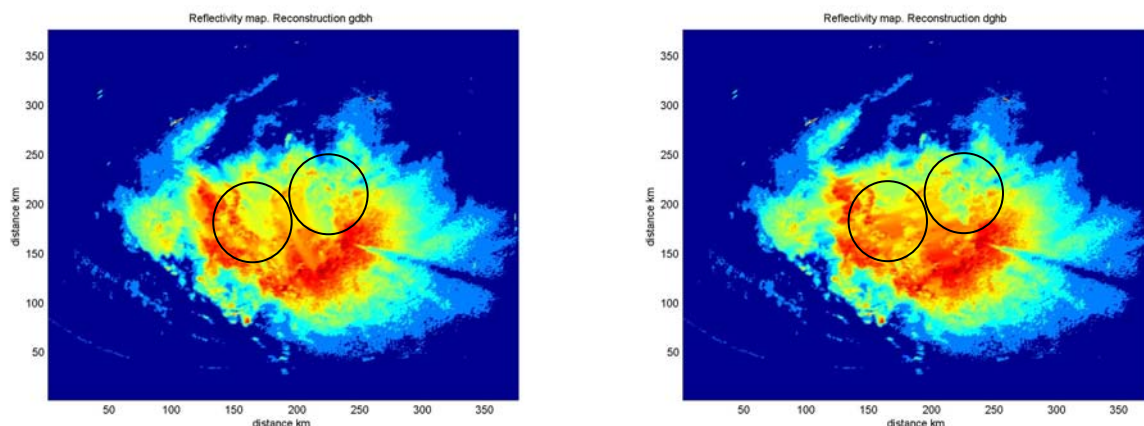


Figure 4.9: Effets de l'algorithme  $\delta$ Average sur la reconstruction.

Nous voyons bien à travers ces différents cas, l'impact de l'interpolation sur la reconstruction. Notons les erreurs sur les zones (160; 180) et (225; 200) où les différences sont les plus importantes. Afin de comprendre un peu mieux dans le détail ce qu'il se passe au niveau des données, nous avons schématisé deux exemples d'interpolations dans le tableau ci-dessous.

#### d. Tests $\delta$ Average

Le tableau 4.4 nous montre le résultat des huit interpolations effectuées pour le couple «données groupées/trous groupés». Nous pouvons voir la grande disparité entre chacune des différentes interpolations engendrée par les erreurs de propagations. Nous pouvons notamment voir une différence au niveau de l'écart type entre la reconstruction bh-gd et dg-bh s'élevant à environ 8dBZ (en gras dans le tableau). Cette différence n'est pas négligeable au niveau de la réflectivité. Quant aux valeurs comprises dans le premier intervalle -3/+3 dBZ entre la reconstruction dg-bh et dg-hb (en gras également), nous remarquons qu'elle peut s'élever à environ 10 %. Bien entendu, ces valeurs sont des exemples concernant nos reconstructions et sont amenées à changer suivant le type de données disponibles à reconstruire.



Measures Interpolations	-3/+3 dBZ (%)	-6/+6 dBZ (%)	Mean (dBZ)	Bias (dBZ)	Sdev (dBZ)
hb-gd	69.83	90.62	1.19	0.97	11.90
hb-dg	72.24	90.28	1.03	0.81	12.70
bh-dg	68.93	87.25	1.37	1.15	15.88
bh-gd	69	89.32	1.67	1.44	<b>10.96</b>
gd-hb	73.25	91.63	0.84	0.61	13.43
gd-bh	64.99	86.42	2.05	1.83	13.38
dg-bh	<b>65.78</b>	85.37	1.94	1.69	<b>18.96</b>
dg-hb	<b>75.34</b>	92.74	0.78	0.56	11.54
ALL	74.59	92.62	1.34	1.13	9.05

Tableau 4.4: Résultats des tests pour les différentes interpolations de la méthode 8Average.

La figure 4.10 présente un exemple de reconstruction pour le couple « groupée/dispersés » comme pour la figure n° 4.7 mais pour l’algorithme Average8.

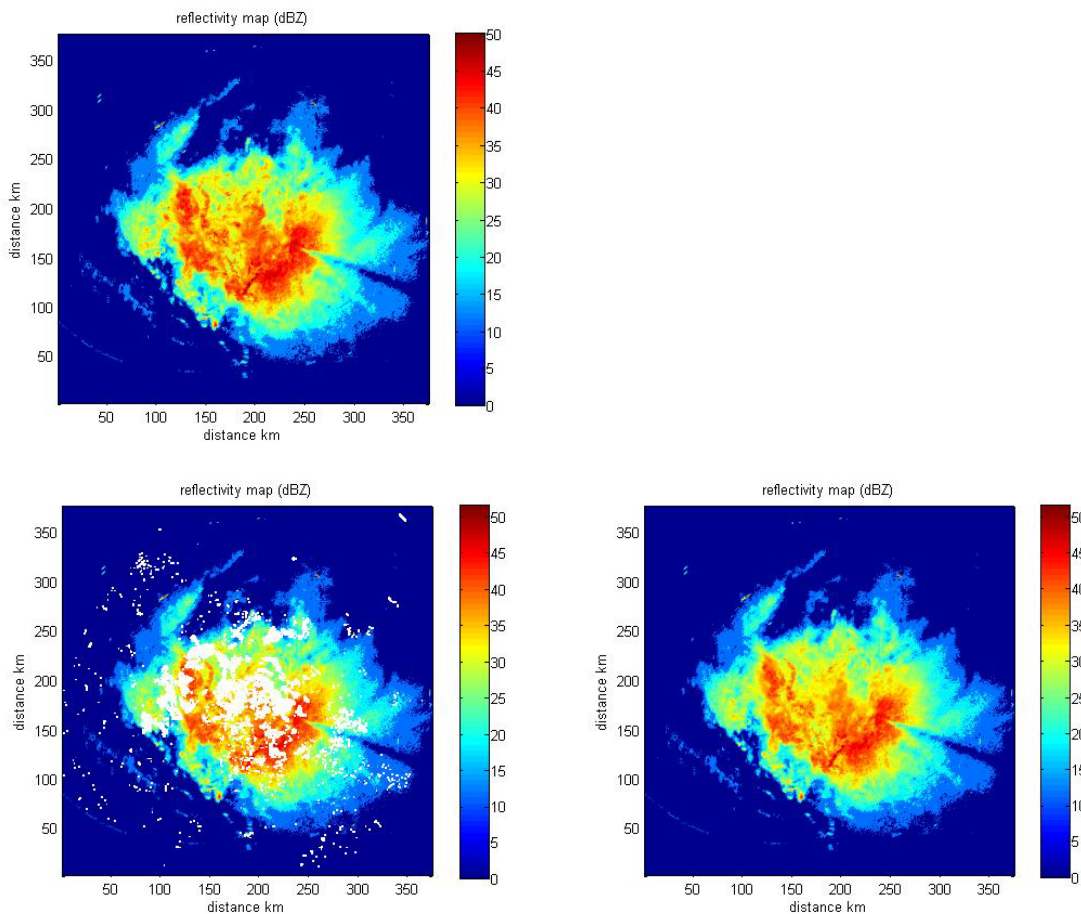


Figure 4.10: Exemple de reconstruction avec l’algorithme 8Average.

Comme dans la méthode précédente, nous avons bien reconstruit la grosse cellule de réflectivité présente environ aux coordonnées (125 ; 200). Nous avons néanmoins toujours un effet lissant dû à l'interpolation sur la zone (170 ; 200) mais l'effet de lissage est un peu moins prononcé qu'avec le précédent algorithme. Nous pouvons également noter la différence de reconstruction aux coordonnées (220 ; 200) correspondant à la zone de plus faible réflectivité avec des valeurs de 25 dBZ environ. La méthode 4Linear ne reconstruisait pas très bien cette partie en reconstruisant des valeurs autour de 32 dBZ alors que dans le cas de l'algorithme Average8 nous avons de bien meilleurs résultats.

Le tableau 4.5 nous montre les résultats finaux i.e. après une dernière moyenne des huit interpolations dans le cas des quatre couples « données/trous » possibles.

<b>Measures</b> <b>Reflectivity/holes</b>	<b>-3/+3 dBZ</b> <b>(%)</b>	<b>-6/+6 dBZ</b> <b>(%)</b>	<b>Mean</b> <b>(dBZ)</b>	<b>Bias</b> <b>(dBZ)</b>	<b>Sdev</b> <b>(dBZ)</b>
Grouped/grouped	74.59	92.62	1.34	1.13	9.05
Grouped/scattered	78.18	94.94	1.23	1.11	7.03
Scattered/grouped	84.06	87.72	0.78	0.23	54.47
Scattered/scattered	83.20	88.59	0.38	-0.39	36.12

Tableau 4.5: Résultats des tests pour les différents couples testés avec la méthode 8Average.

Même si la méthode Average8 semble être plus performante que la méthode 4Linear, notamment au niveau de la reconstruction de la zone (220 ; 200), nous n'observons pas de différence systématique si l'on compare les valeurs d'écart type ou le pourcentage de données comprises dans le même intervalle  $\pm 3$  dBZ. L'écart type est un peu meilleur pour la méthode Average8 mais le pourcentage est meilleur pour la méthode 4Linear.

Toutefois, en utilisant la méthode Average8, nous pouvons conclure que la meilleure reconstruction en regard de l'écart type a lieu dans le cas d'une carte ayant cette caractéristique : réflectivité dispersée. En revanche, on obtient le meilleur résultat pour le pourcentage en ayant une réflectivité groupée.

Bien entendu, il va de soi que ces résultats sont conditionnés par le type de situation que nous avons dès le départ. La disposition des données endommagées ainsi que la localisation d'événements à forte réflectivité ont un impact direct sur la réussite de ces reconstructions.



#### 4. Exemples théoriques

Bien que cela ne corresponde pas à un cas réel de dégradation rencontré dans nos données radars, il nous a paru intéressant de tester nos algorithmes sur une série radar dégradée par un bruit blanc affectant plus de la moitié des données sur l'ensemble du domaine. Un tel test doit en effet mettre en exergue la capacité (ou non) de nos algorithmes à reconstruire correctement de tels cas.

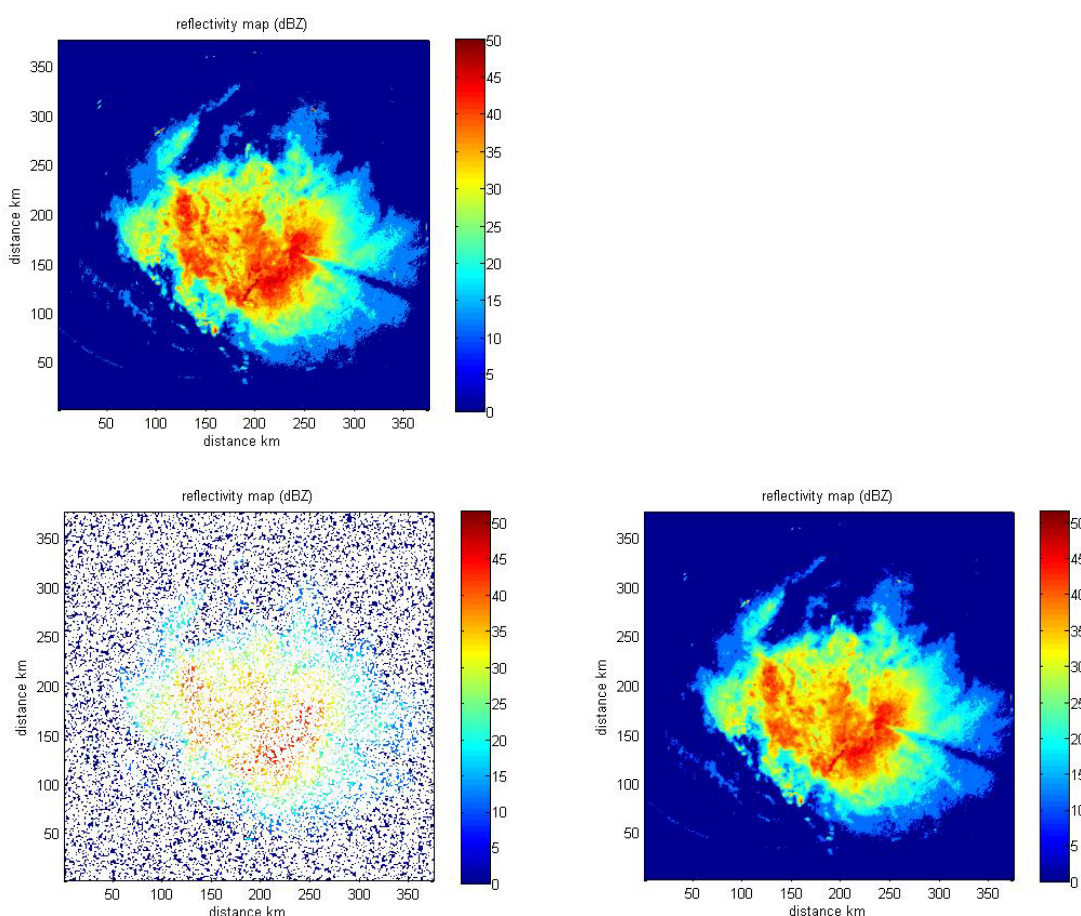


Figure 4.11: Exemple de reconstruction de réflectivités groupées lorsqu'un bruit blanc est appliqué.

Le résultat présenté en figure 4.11 nous montre une très bonne reconstruction de la carte de réflectivité groupée malgré la présence de nombreuses dégradations. Cela veut donc dire que dans le cas d'un traitement radar très sélectif, nous pouvons appliquer nos algorithmes pour reconstruire de manière correcte les cartes souhaitées.

Le deuxième exemple (figure 4.12), encore plus impressionnant que le premier, concerne le cas d'une dégradation théorique sur des réflectivités dispersées.

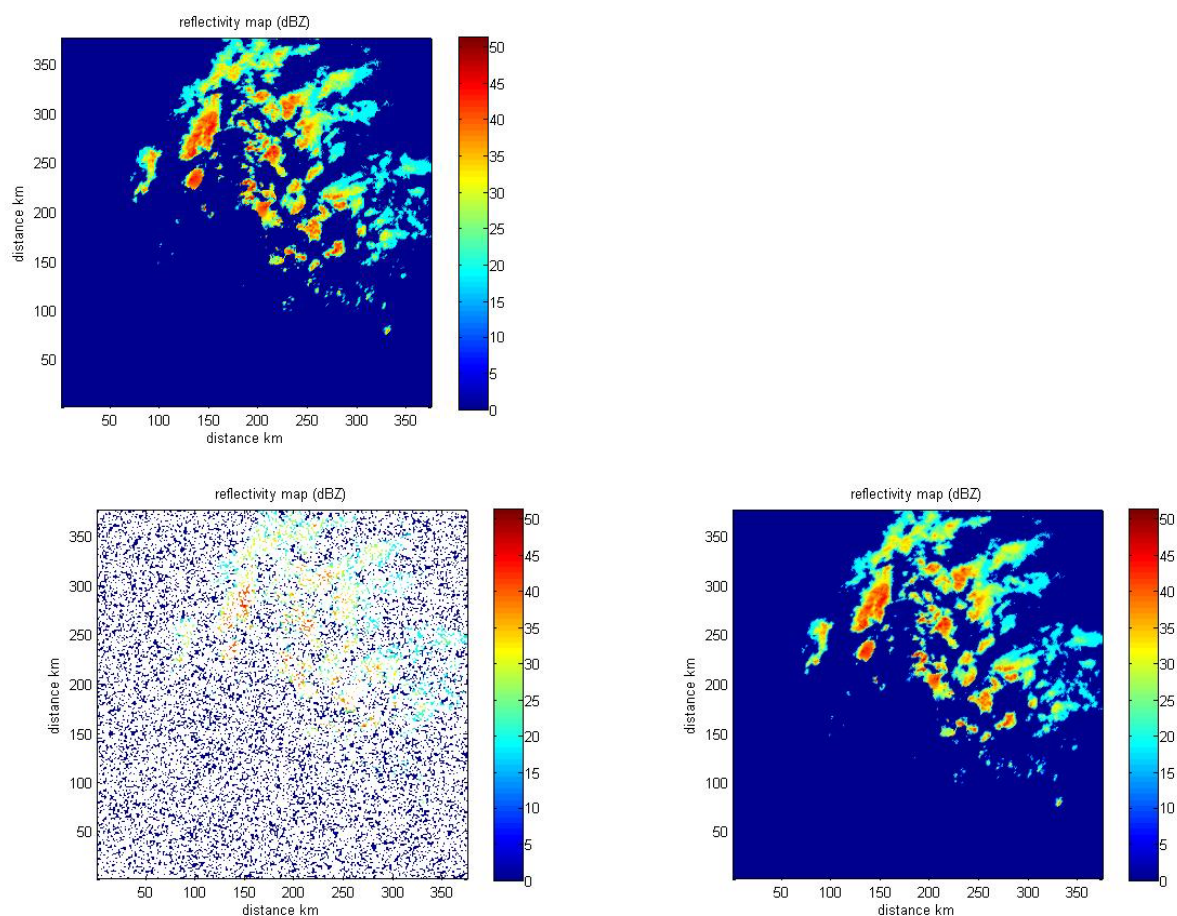


Figure 4.12: Exemple de reconstruction de réflectivités dispersées lorsqu'un bruit blanc est appliqué.

Là encore, le résultat nous montre une reconstruction nette même au niveau des contours des spots. Notre algorithme est donc assez robuste pour traiter des cas vraiment dégradés avec un pourcentage très correct de reconstruction. Nous avons à cet effet quantifié les reconstructions dans le tableau ci-dessous.

Mesures	-3/+3 dBZ (%)	-6/+6 dBZ (%)	Mean (dBZ)	Sdev (dBZ)
Réfectivité/dégradation/algorithme				
Dispersée/bruit blanc/4Linear	88.13	92.93	0.8	12.45
Goupée/ bruit blanc /4Linear	90.01	96.71	0.69	5.7
Dispersée/ bruit blanc /Average8	89.10	94.29	1.04	8.83
Goupée/ bruit blanc /Average8	91.63	97.36	0.79	4.74

Tableau 4.6: Résultats des tests de reconstruction 4Linear et 8Average pour les dégradations « bruit blanc ».

Le tableau 4.6 ci-dessus représente les différentes valeurs que nous avons trouvées pour les quatre couples possibles évoqués plus haut. Nous avons une très bonne reconstruction à la fois pour l'intervalle à  $\pm 3$  dBZ et pour l'écart type quand la réflectivité est groupée. Les résultats sont un peu moins précis dans le cas d'une réflectivité dispersée. Ceci est bien entendu expliqué par le plus grand nombre d'informations utiles détruites avec un tel processus. Autrement dit, la variabilité pixel à pixel de l'épisode à reconstruire rentre en ligne de compte. Il sera plus facile de reconstruire une portion de carte lorsque les pixels auront les mêmes valeurs (réflectivités groupées => regroupement spatial) que de reconstruire une portion de carte avec des pixels changeant rapidement de valeurs (réflectivité dispersée => Etalement spatial).

Ces différents algorithmes permettent donc de reconstruire des cartes de réflectivité endommagées très rapidement et indépendamment de logiciel lourd d'utilisation. Quant à savoir quelle méthode reconstruira le mieux les cartes, tout dépendra des types de trous et de réflectivités rencontrés. De manière générale, nous pouvons conclure que la méthode 4Linear conviendra mieux à des trous groupés alors que la méthode 8Average conviendra mieux à des trous dispersés.

## **5. Coupes verticales.**

Comme nous venons de le voir dans les paragraphes précédents, nous sommes en mesure de reconstruire des cartes de réflectivités dégradées. Toutefois, même si les cartes 2D sont intéressantes dans un premier temps, il est également important de pouvoir traiter les informations radars selon la verticale et non pas en coupe horizontale. Pour ce faire, nous utilisons les différents PPI obtenus avec les différents angles de sites et nous effectuons une interpolation verticale afin de connaître dans le détail cette structure. La figure 4.13 correspond à un exemple de coupe verticale que nous sommes en mesure de traiter pour un domaine donnée.

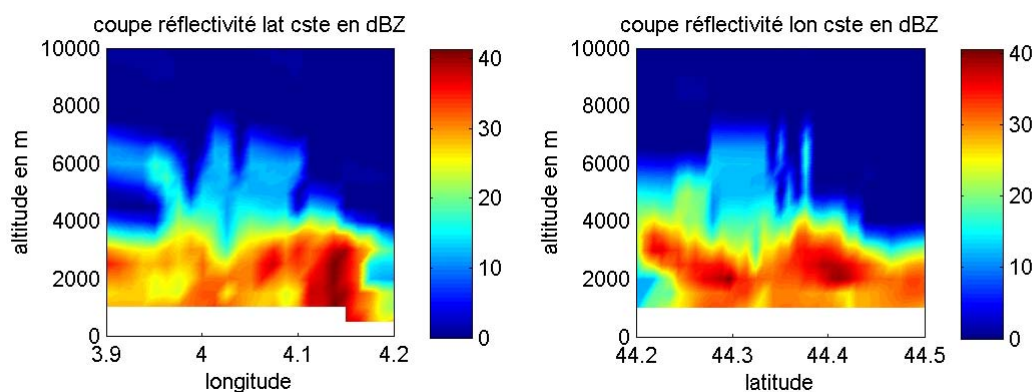


Figure 4.13: Exemple de coupes verticales obtenues à partir de coupes horizontales de réflectivités.

Sur ces graphiques, nous remarquons que nous sommes capables (suivant les différents PPI disponibles) de reconstruire des cartes verticales allant jusqu'à 10 000m d'altitude. Cela nous permet donc sans aucun problème d'effectuer des comparaisons entre ces cartes et celles concernant la vapeur d'eau. En revanche, comme nous pouvons le constater, il ne nous est pas possible dans ce cas de retrouver la réflectivité en dessous de 1000m. Ceci est dû au phénomène de courbure des ondes dans l'atmosphère. En effet, au fur et à mesure que l'onde s'éloigne du radar, celle-ci augmente en altitude. Du coup, une impulsion ne sondera pas la même altitude de l'atmosphère lorsqu'elle est proche du radar ou éloignée de celui-ci. Il en découle donc que plus le radar sera éloigné du réseau GPS, plus la courbure des impulsions sera importante et plus nous manquerons d'informations concernant les basses couches de l'atmosphère. Afin d'avoir des informations sur les quantités de précipitations à basses altitudes, nous sommes dans l'obligation d'utiliser des instruments sols.

## 6. Pluviomètres

Une des informations pouvant être utilisée pour combler la perte d'information à basse altitude (au niveau du sol) est l'utilisation des pluviomètres. Ces instruments enregistrent la quantité de pluie tombée sur une zone. Afin d'être efficace, ces instruments doivent être nombreux pour restituer adéquatement le champ de précipitation étant donné la grande hétérogénéité spatiale et temporelle de ce dernier. C'est toutefois le cas dans la région Cévennes-Vivarais où quelques 300 pluviomètres sont installés. Même si ces instruments ne nous donnent qu'une information au niveau du sol, ils nous permettent néanmoins de comprendre et de compléter les cartes radars afin de localiser précisément les zones de

précipitations. La figure 4.14 correspond à un exemple de carte de précipitation utilisant uniquement les données pluviométriques.

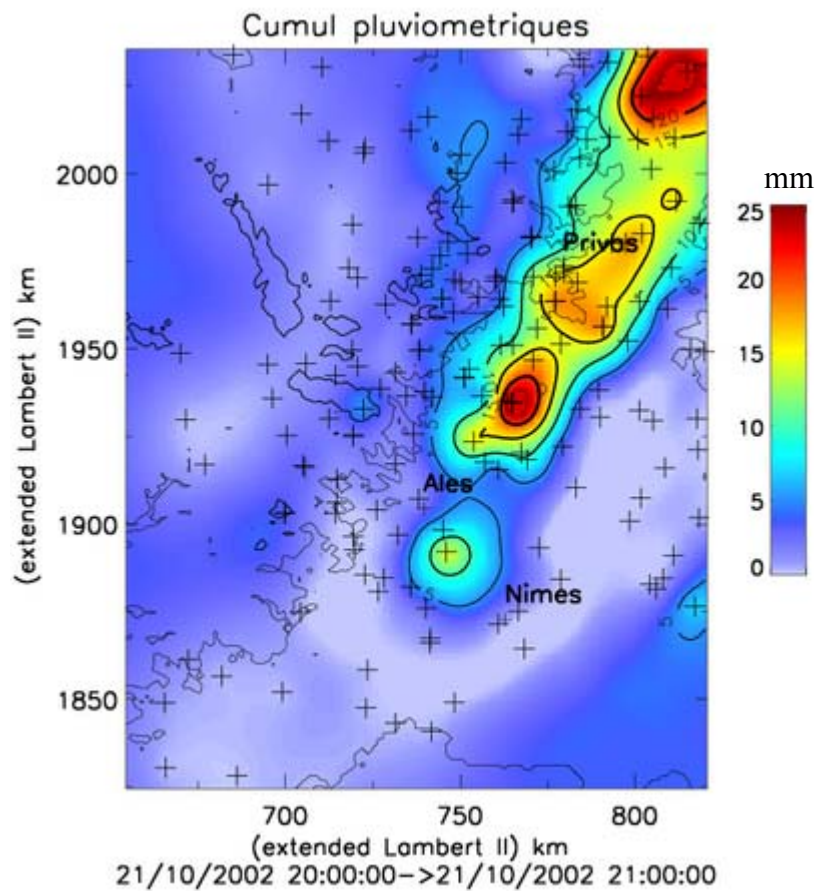


Figure 4.14: Exemple de cartes pluviométriques.

Sur cette carte, nous avons la localisation des pluviomètres marqués par des croix noires. Nous remarquons que la zone est très bien couverte, notamment au nord d'Alès où les campagnes OHMCV sont maintenant pérennes. Les pluviomètres nous donnent généralement des quantités de pluies cumulées sur une heure ou sur une journée (en mm). Cet exemple nous montre la localisation des précipitations. Nous pourrions donc avec de telles données comprendre ce qu'il se passe dans les basses couches de l'atmosphère et ainsi combler le manque d'information que nous pouvons observer sur la figure 4.13.

## Deuxième partie

**Traitement de campagnes de mesures GPS.  
Résultats tomographiques et comparaison radar.**

## Chapitre 5

### Campagne OHMCV

Depuis 2000, un projet de recherche intitulé Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais regroupe une large communauté scientifique afin de mieux comprendre les phénomènes météorologiques observés dans cette région [Nicol et al, 2004], [Delrieu et al, 2005]. Plus particulièrement, on examine des épisodes de pluies intenses conduisant à des crues éclairs. Des météorologistes, hydrologues, géophysiciens, etc travaillent de concert pour permettre d'améliorer les connaissances et les capacités de prévision de ces risques. De nombreuses mesures et instruments (pluviomètres, radar, débitmètres, ...) ainsi que plusieurs modèles de simulation (atmosphériques et hydrologiques) sont mis à la disposition des chercheurs pour leur permettre d'étudier en détail ces épisodes dévastateurs. A cet effet, un réseau dense de stations GPS a été déployé dans cette région à l'automne 2002 afin d'étudier la répartition tridimensionnelle de la densité de vapeur d'eau. Grâce à ce réseau, une tomographie GPS a pu être mise en place visant à étudier l'évolution du champ 3D de vapeur d'eau, ainsi que le lien éventuel entre la densité de vapeur d'eau et la réflectivité radar révélatrice des systèmes précipitants. Ce réseau a été le deuxième réseau GPS à couverture dense déployé en Europe à des fins de recherches atmosphériques. Le premier réseau dense étant celui déployé lors de la campagne ESCOMPTE qui regroupait 17 stations GPS réparties sur une zone de 400 km<sup>2</sup> aux alentours de Marseille. Même si le réseau OHMCV n'est pas parfait comme nous le verrons dans les prochains paragraphes, nous pouvons souligner l'impact qu'il a eu dans l'avancement de l'étude de la densité de vapeur d'eau à l'échelle régionale.

#### **1. Description du réseau GPS**

Le programme OHMCV profite depuis 8 ans du développement d'un réseau GPS dense et pérenne couvrant l'ensemble du pourtour méditerranéen. Même si chaque année, des données GPS sont enregistrées et utilisables à des fins météorologiques, nous n'allons parler que de la campagne qui a eu lieu pendant l'automne 2002. En effet, c'est uniquement lors de cette année que le réseau dense a été déployé. Durant cette campagne de mesure de deux mois, trois épisodes pluvieux intéressants ont été mis en évidence. Bien que l'observatoire



OHMCV utilise un ensemble de stations GPS important, la campagne 2002 a mis en œuvre un réseau dense temporaire de 16 stations sur une région limitée d'environ 625 km<sup>2</sup>. La distance inter station est d'environ 5 km, ce qui devrait permettre d'avoir une très bonne couverture au niveau de l'information GPS. Les limites géographiques du réseau sont les suivantes : 3.9° à 4.23° de longitude soit une distance de 26 km et 44°2 à 44.43° de latitude soit une distance de 25.5 km. Ci-dessous un tableau récapitulatif des stations GPS utilisées avec leurs coordonnées.

Nom	Latitude	Longitude	Altitude (GPS)
BANE	44.3691929	4.15626216	356.8953
BERI	44.3767625	4.19038153	195.0992
BONE	44.3648907	4.02189503	848.2782
BORD	44.3159232	4.07341434	456.9343
BRES	44.2790292	4.19254873	273.8708
CHBO	44.3046374	3.97897367	342.3170
CHPO	44.2679573	4.02715536	641.3076
GAGN	44.3144495	4.12753533	235.3632
GENH	44.3496060	3.94870876	562.0204
MAGE	44.2299595	4.16554928	261.0823
MALB	44.3576839	4.06717676	489.6298
MASB	44.2574119	4.11971396	360.0324
PAUL	44.3395949	4.15320283	317.2424
PONT	44.4009261	3.97781955	564.2389
PRAD	44.2332149	4.05601267	448.9149
SENE	44.3268228	4.02575114	505.7668

*Tableau 5.1: Nom et position de toutes les stations GPS du réseau dense OHMCV.*

Ces différentes stations énumérées en tableau 5.1 composent donc un réseau que nous avons utilisé comme exemple lors de nos tests de sensibilités de la tomographie GPS (cf chapitre 3). Il a également servi lors de la première application de notre logiciel tomographique pour analyser un champ 3D d'humidité. Bien que ce réseau regroupe un nombre satisfaisant de stations GPS comparativement à sa taille, certaines limitations sont néanmoins présentes. Comme nous l'avons fait remarquer lors des tests de sensibilités du



chapitre 3, seulement 3 stations ont été implémentées avec un dispositif météorologique. Nous avons donc fait appel à 6 stations météorologiques périphériques donnant la pression et la température sur notre domaine d'étude. De plus, la partie Sud-Ouest du domaine ne dispose d'aucune information ce qui conduit à des effets de bords non négligeables. La figure 5.1 présente la carte du réseau GPS ainsi que sa topographie.

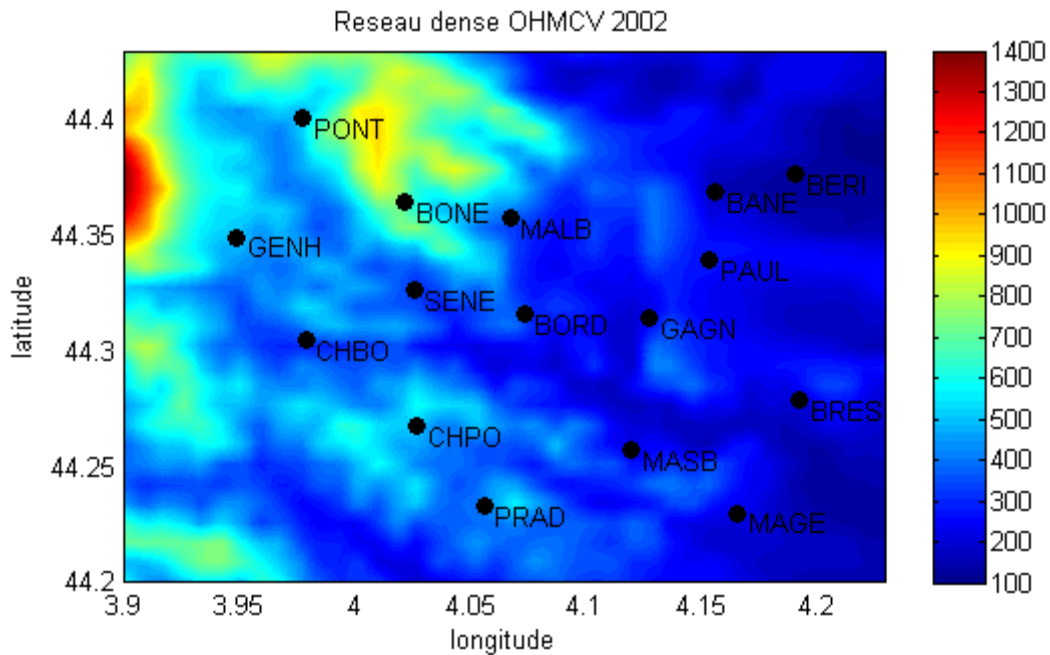


Figure 5.1: Topographie (en m) du réseau OHMCV avec le nom des stations ainsi que leurs localisations en cercles noirs.

Cette carte 5.1 présente donc l'ensemble des stations déployées pendant la campagne 2002 pour lesquelles nous avons des données exploitables. Ce graphique met bien en évidence le manque de stations dans la partie sud-ouest ainsi que la présence du relief dans la partie Ouest et plus précisément Nord-Ouest qui a posé problème lors du traitement des données radar (chapitre 4).

## 2. Présentation des cas d'études

Durant la campagne GPS de 2002, nous avons travaillé sur 3 périodes intéressantes pour lesquelles nous avons à la fois des données GPS, des données radar et des données pluviométriques. Ces 3 épisodes représentent 5 cas de pluies intenses qui ont eu lieu entre le 8

octobre et le 1 novembre 2002. Dans ce chapitre, nous exposerons uniquement les deux premières périodes puisque ce sont elles qui représentent le plus grand intérêt.

#### a. Cas du 08 au 11 octobre 2002

Le premier épisode pluvieux intervient entre le 8 et le 11 octobre 2002. Ce cas est intéressant puisqu'il présente pendant cette période deux événements de pluies intenses. Le graphique 5.2 nous montre l'évolution de la pression (courbe verte) et de la température (courbe bleue) pour la station GPS BORD équipée d'un capteur météorologique et située au centre du réseau pendant les quatre jours considérés (séparés par les traits verticaux pointillés). Il est à noter toutefois que les autres stations GPS du réseau présentent des courbes semblables en raison de leurs proximités.

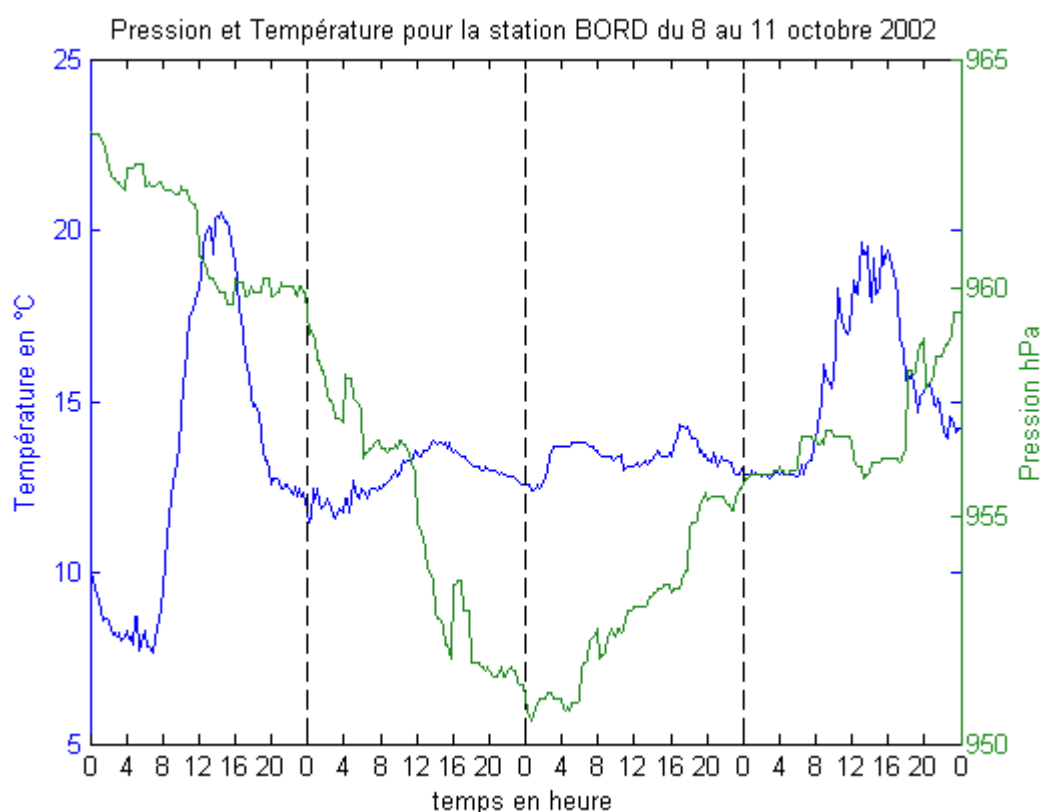


Figure 5.2: Série temporelle de pression et température pour les 8 au 11 octobre 2002 au pied de la station BORD située au centre du réseau.

Nous remarquons pendant cette période que nous avons une chute importante de la pression intervenant les 9 et 10 octobre d'approximativement 14 hPa sur 48h. C'est

précisément pendant ces deux jours que les précipitations intenses ont eu lieu. Concernant la température, nous remarquons l'alternance nocturne/diurne qui a lieu chaque jour. Cette alternance est toutefois plus marquée avant et après les précipitations. En effet, pendant les deux jours centraux, cette alternance est très réduite. Cela provient vraisemblablement des précipitations ainsi que de la couverture nuageuse. Les pluies, rafraichissant l'atmosphère, empêche la température de monter pendant la journée. La couverture nuageuse, présente la nuit, empêche la chaleur de s'évacuer.

Afin de vérifier que nous sommes bien en présence de précipitations, nous pouvons également regarder les séries temporelles des IWV, du cumul horaire moyen des pluviomètres de la région, ainsi que celles des réflectivités radars intégrées. La première série va nous permettre de connaître la vapeur d'eau intégrée à la verticale de la station. La seconde et la troisième vont nous permettre de voir si des précipitations ont eu lieu. Nous trouverons donc ci-dessous les trois séries temporelles sur un même graphique.

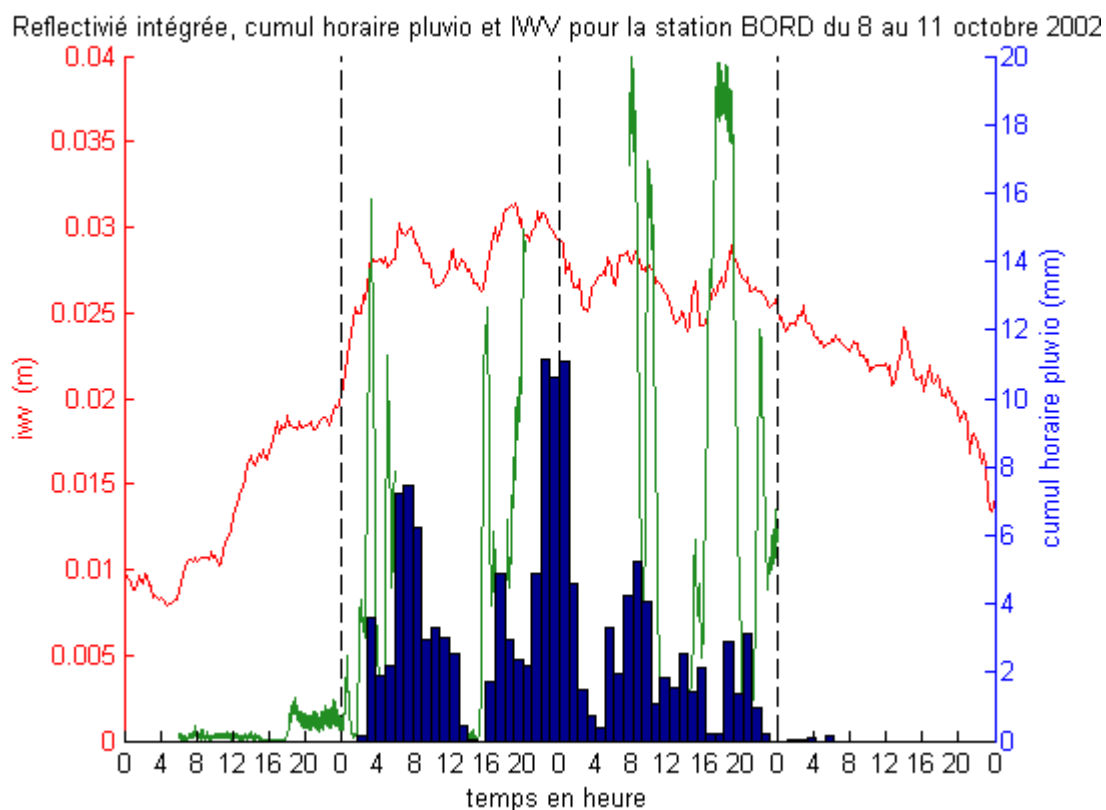
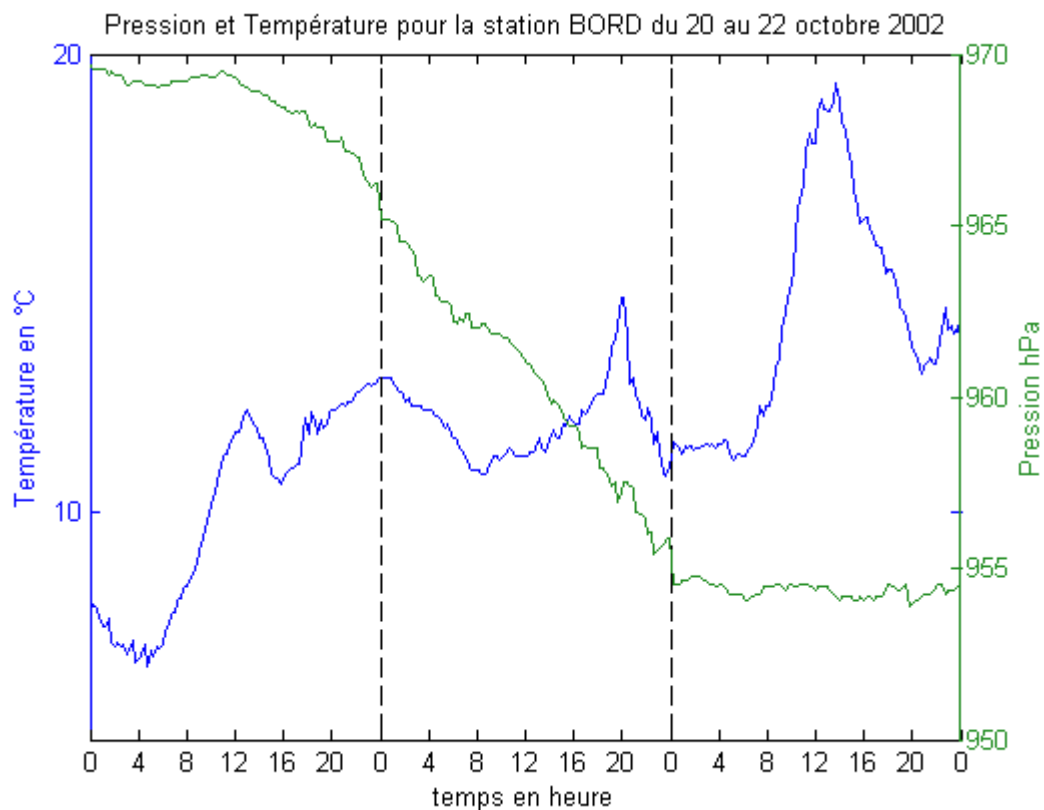


Figure 5.3: Série temporelle des IWV au-dessus de la station BORD située au centre du réseau. Cumul horaire moyen des pluviomètres et réflectivité radar moyenne pour les 8 au 11 octobre 2002. Réflectivités moyennes entre 0 et 200 dBZ.

La courbe en rouge représente les valeurs d'IWV calculées au-dessus de la station BORD. Nous avons choisi cette station à cause de la position centrale qu'elle occupe dans notre réseau. La courbe en vert représente les réflectivités radars intégrées verticalement. Pour ces dernières, nous avons tout d'abord calculé la moyenne des réflectivités sur le domaine GPS pour chaque angle de site (8 angles différents). Nous avons ensuite sommé ces différents résultats afin de parvenir aux réflectivités intégrées. Nous aurions pu également calculer la réflectivité intégrée au pied de la station BORD. Toutefois, nous n'avons pas opté pour cette méthode afin de tenir compte dans nos calculs de la variabilité des réflectivités au-dessus du réseau GPS. Sur la figure 5.3, les réflectivités intégrées sont exprimées en dBZ avec un ajustement de facteur 10 par rapport à l'axe des ordonnées de droite. Nous avons donc des valeurs s'échelonnant entre 0 et 200 dBZ. Enfin, les histogrammes en bleus représentent le cumul horaire moyen des pluviomètres. Comme nous l'avons montré dans le chapitre 4 sur la figure 4.14, nous utilisons tous les pluviomètres de la région OHMCV pour évaluer le cumul horaire moyen. Il en résulte un décalage temporel entre les pics de réflectivités intégrés calculés sur le réseau GPS et les pics de pluviomètres calculés sur l'ensemble de la zone OHMCV. Nous remarquons sur le graphique 5.3 l'augmentation importante des IWV pendant le premier jour de cette période. Suivent deux jours où les valeurs des IWV sont à leur maximum et enfin une décroissance durant le dernier jour correspondant à la fin de l'épisode pluvieux. Or, si nous comparons ces valeurs à celles des réflectivités radar et des cumuls pluviométriques, nous remarquons que c'est précisément pendant les deux jours centraux que nous avons des précipitations maximum. Deux points peuvent toutefois être notés : le premier concerne la continuité de la série temporelle. Nous ne disposons malheureusement d'aucune donnée radar pour la nuit du 9/10 octobre ainsi que pour l'intégralité du dernier jour. En effet, pendant cette période le radar de Bollène était encore en phase expérimentale concernant l'acquisition en mode volumique. Des discontinuités apparaissent donc dans les données récupérées. Ceci est regrettable puisqu'il aurait été intéressant de connaître l'état des réflectivités pendant ces deux périodes. Le deuxième point concerne l'alternance entre pics de précipitation et absence de cette dernière. En effet, il n'a bien entendu pas plu de manière continue pendant deux jours. Toutefois, nous confirmons que les précipitations se déclenchent uniquement lorsqu'un certain seuil d'IWV est atteint. Dans ce cas là, ce seuil se situerait aux alentours de 20 mm d'IWV. De plus, la continuité des observations pluviométriques permet d'observer que les pluies les plus importantes ont lieu après que le maximum des IWV est intervenu. Ces pluies conduisent d'ailleurs à une diminution des IWV.

### **b. Cas du 20 au 22 octobre 2002**

Le deuxième épisode que nous avons choisi d'étudier intervient entre le 20 et le 22 octobre 2002. Ce cas est moins important en termes de précipitations que le premier puisqu'il ne présente qu'une seule phase de précipitations intenses. Sur la figure 5.4, nous retrouvons les séries temporelles de la pression (courbe verte) et de la température (courbe bleue) sur l'ensemble des deux jours étudiés.



*Figure 5.4: Série temporelle de pression et température pour les 20 au 22 octobre 2002 au pied de la station BORD située au centre du réseau.*

Là encore, nous voyons apparaître clairement l'alternance nocturne/diurne des températures sur les 3 jours. Ce qu'il est également intéressant de noter, c'est la perte de pression très progressive menant à l'évènement pluvieux. Comparativement au premier cas, la perte de pression est d'environ 15 hPa sur 36h contre 14 hPa sur 48h. Autrement dit, une baisse plus rapide que dans le premier cas. Toutefois, nous pouvons constater que l'atmosphère est nettement moins perturbée ici. En effet, nous sommes typiquement dans le

cas d'un passage de front chaud sur notre région d'étude. La courbe de pression (pression intervenant sur les types de précipitations) est très lisse alors qu'elle était « hachée » dans le premier cas. De plus, l'augmentation de la température en fin de 2<sup>ème</sup> jours correspond au déclenchement des précipitations. Les courbes de la figure 5.4 confirment cette hypothèse.

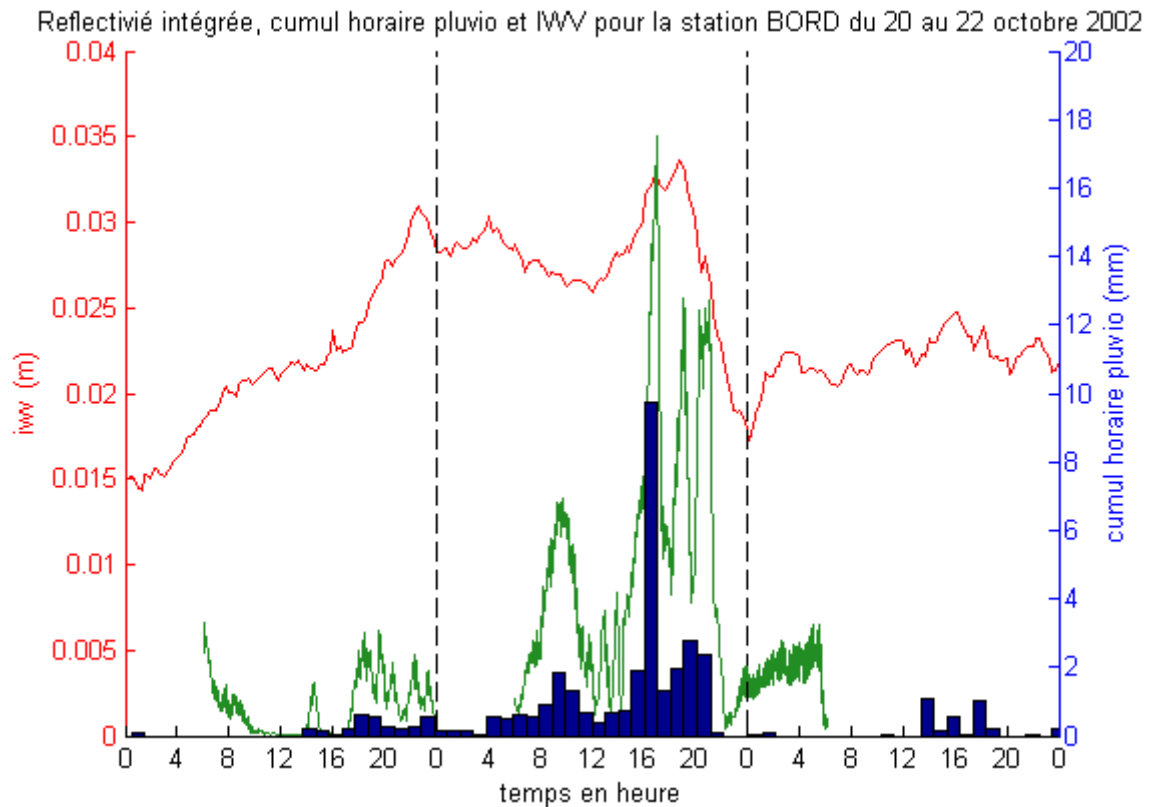


Figure 5.5: Série temporelle des IZW au-dessus de la station BORD située au centre du réseau. Cumul horaire moyen des pluviomètres et réflectivité radar moyenne pour les 20 au 22 octobre 2002. Réflectivités moyennes entre 0 et 200 dBZ.

Sur le graphique 5.5, nous avons les séries temporelles des IZW, les cumuls horaires moyens des pluviomètres ainsi que les réflectivités radar intégrées. Nous constatons que nous sommes en présence d'un seul évènement pluvieux majeur. Celui-ci correspond exactement à un orage de fin de journée qui a eu lieu le 21 octobre. Ce graphique est intéressant puisque encore une fois, nous avons une corrélation temporelle entre le pic d'IZW, le pic des pluviomètres et le pic de réflectivité ainsi que le pic de température de la figure 5.4. Toutefois, ce cas ne nous permet pas de manière évidente de trouver un seuil d'IZW déclenchant les précipitations. Le 20 octobre, nous avons une augmentation des IZW saturant l'atmosphère d'humidité. Dans la nuit du 20 au 21 octobre, quelques précipitations apparaissent. Entre 4h et

12h le 21 octobre, les IWV baissent légèrement. L'humidité présente dans l'atmosphère est alors convertie en goutte d'eau menant à la première période de précipitation. Après 12h le 21 octobre, les IWV augmentent à nouveau. C'est le passage du front chaud avec l'augmentation de la température. Aux alentours de 30 mm d'IWV, la forte cellule précipitante assèche par ailleurs rapidement l'atmosphère. Pendant toute la durée (5h) de cette perturbation, les valeurs des IWV ne cessent de diminuer.

### c. Corrélation statistique entre IWV et réflectivité.

Pour compléter cette étude, nous avons également tracé sur le graphe 5.4 la réflectivité intégrée en fonction des valeurs des IWV.

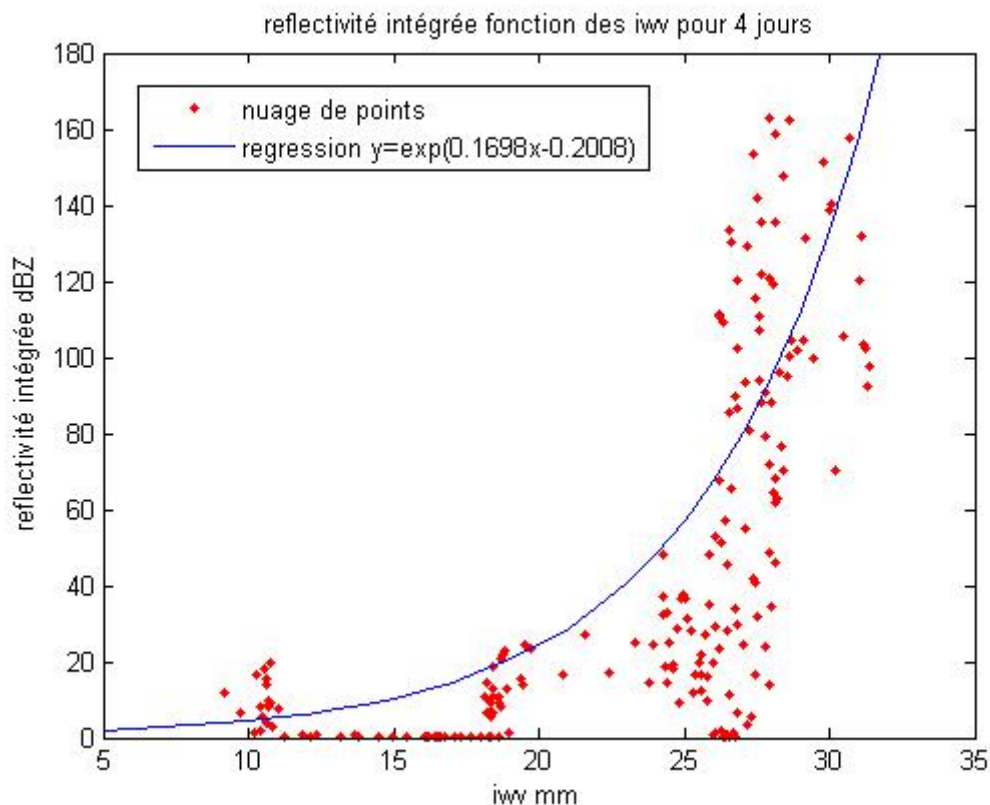


Figure 5.6: Régression exponentielle de la réflectivité intégrée en fonction des IWV pour les 8 au 11 octobre 2002.

Le nuage de points rouges correspond aux données des réflectivités et des IWV pour une heure considérée. La courbe bleue d'équation  $y = e^{(0.1698x - 0.2008)}$  représente la courbe de régression exponentielle. Comme nous pouvons le constater, ce graphique 5.6 confirme une

augmentation de la réflectivité intégrée avec des valeurs d'IWV grandissantes. A noter toutefois qu'il est difficile d'interpréter ce graphique en termes de précipitations. Une réflectivité intégrée de l'ordre de 40 dBZ ne signifie pas qu'il y a un fort orage. Cette valeur peut très bien être étalée sur plusieurs angles de site et donc correspondre à des pluies de faibles intensités réparties de manière homogène pour des altitudes différentes. Toutefois, une réflectivité intégrée élevée (supérieure à 80 sur le graphique 5.6) nous certifie une pluie importante. Or, ces valeurs n'apparaissent que pour des IWV supérieurs à 25. Si nous calculons la corrélation exponentielle entre ces deux grandeurs intégrées, nous trouvons un facteur égal à 0.6124. Cela laisse donc entendre que nous sommes en présence de deux facteurs qui ne sont pas entièrement indépendants. Pour conclure avec cette régression, nous pouvons noter que dans ce cas précis, nous avons une tendance horizontale pour des valeurs de réflectivités et d'IWV faibles et une tendance verticale à partir d'un certain seuil d'IWV (aux alentours de 27 mm).

Comme pour le précédent cas, nous avons également tracé pour le cas du 20 au 22 octobre 2002 la réflectivité en fonction des valeurs des IWV, calculé la régression exponentielle associée ainsi que calculé le coefficient de corrélation associé. Le graphe 5.7 présente les résultats obtenus.



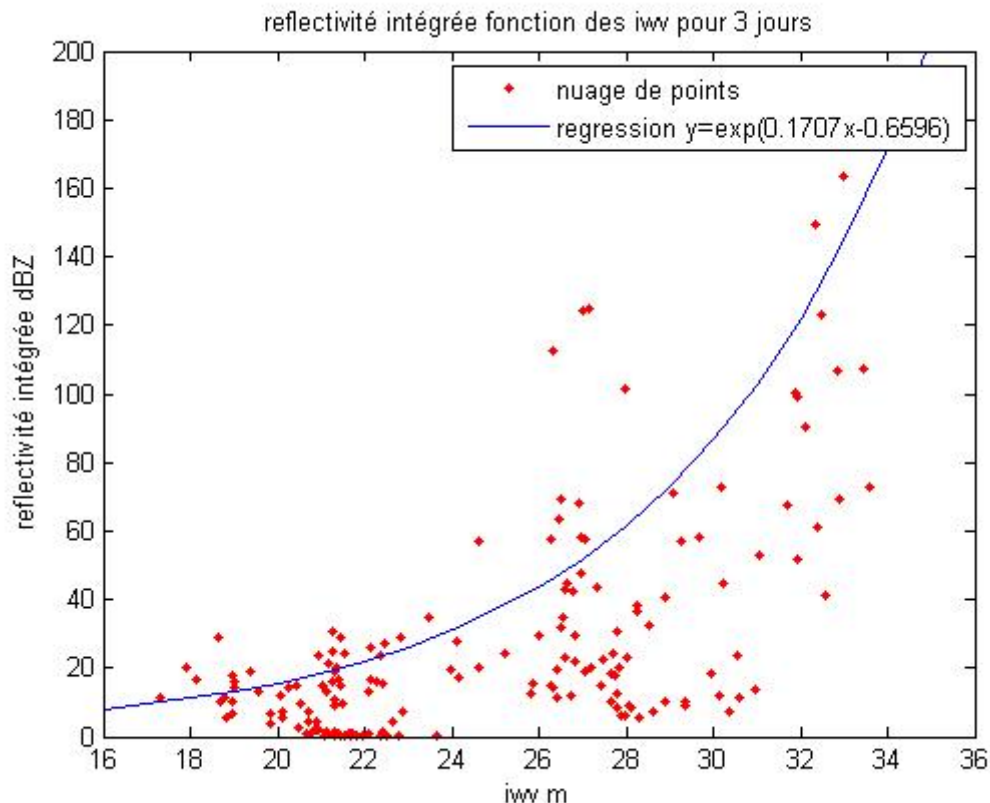


Figure 5.7: Régression exponentielle de la réflectivité intégrée en fonction des IWV pour les 20 au 22 octobre 2002.

Nous retrouvons en rouge le nuage de points détaillant la correspondance entre les valeurs des IWV et des réflectivités radar. Nous avons également en bleu la courbe de régression exponentielle. Par rapport au cas précédent, nous remarquons que nous n'avons pas exactement le même type de nuage. Celui-ci est en effet plus étendu spatialement. Nous retrouvons néanmoins toujours la tendance à avoir des précipitations lorsque les valeurs des IWV se situent au dessus de 25mm. Alors que le cas précédent avait des valeurs d'IWV max aux alentours de 30mm, nous avons ici des valeurs plus élevées correspondant aux plus hautes réflectivités. Ceci peut être lié au passage du front chaud traversant notre réseau. Quant au coefficient de corrélation, il est très similaire au premier cas (pour rappel : 0.6124) puisque nous trouvons une valeur de 0.6103. Encore une fois, ce chiffre affirme que nous ne sommes pas en présence de deux grandeurs complètement indépendantes. De manière similaire à l'autre régression (figure 5.6), nous pouvons cette fois-ci constater une disposition des points différents. En effet, pour les 3 jours considérés, nous avons un nuage de point plus étendu spatialement. Nous n'avons pas véritablement de barrière verticale à partir d'une certaine valeur d'IWV. Toutefois, cela peut être expliqué par le fait que les deux cas sont vraiment

différents les uns des autres. Le premier cas connaît plusieurs épisodes avec des précipitations importantes alors que pour le second nous sommes en présence d'un seul événement majeur mais avec des pluies fines alimentant le système en vapeur d'eau.

### **3. Tomographie et comparaison radar. Interprétation météorologique**

Nous avons montré dans le paragraphe 2 les séries temporelles d'IWV, de réflectivités et de cumuls pluviométriques associées à deux épisodes pluvieux. Nous allons maintenant essayer de comparer les cartes 2D d'IWV, les résultats tomographiques ainsi que les cartes de réflectivités radar afin de mieux comprendre le rôle de la distribution de la densité de vapeur d'eau associée aux précipitations. Nous présenterons donc dans ce paragraphe les résultats correspondant aux deux événements cités plus haut.

#### **a. Cas du 08 au 11 octobre 2002**

Les résultats tomographiques nous permettent de connaître la répartition de la densité de vapeur d'eau en 3D à une échéance donnée. L'étude des résultats que nous avons obtenus se fera au moyen de coupes horizontales à 500m d'altitudes ainsi que de coupes verticales Est/Ouest et Nord/Sud à travers le réseau. Toutefois, les coupes exploitables sont contraintes par le nombre de voxels. A titre d'exemple, pour un maillage de 7x7x16 nous aurons 30 graphiques par échéance tomographique. Il n'est bien entendu pas possible de montrer l'ensemble de ces différents résultats. Afin de rendre compte au mieux de l'évolution de la vapeur d'eau, nous avons choisi certaines échéances et certaines coupes susceptibles de nous fournir le plus d'informations possibles. Concernant le premier cas du 8 au 11 octobre 2002, considérant à nouveau les séries temporelles d'IWV et de réflectivités radar intégrées, nous avons retenu 3 périodes présentant un intérêt marqué et indiqués par les flèches noires sur le graphe 5.8.

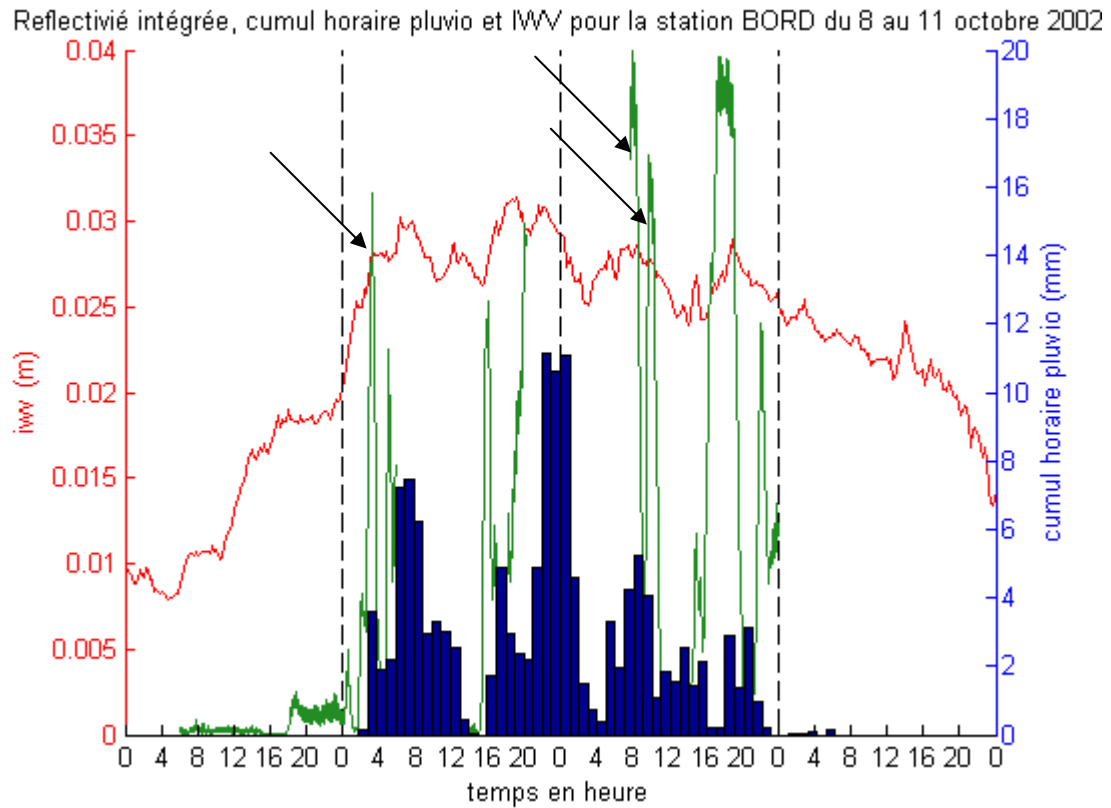


Figure 5.8: Série temporelle des IWV au-dessus de la station BORD située au centre du réseau. Cumul horaire moyen des pluviomètres et réflectivité radar moyenne pour les 8 au 11 octobre 2002. Episodes étudiés indiqués par les flèches noires. Réflectivités moyennes entre 0 et 200 dBZ.

Nous allons effectivement nous pencher sur les époques correspondant à la fois à un pic d'IWV et à une réflectivité radar forte. Afin de mieux comprendre l'évolution des masses d'air, nous avons choisi une fenêtre temporelle d'une demi-heure entourant l'épisode à proprement parler.

Le premier cas que nous traiterons a eu lieu le 9 octobre à 3h15 du matin. Nous présentons à la fois les cartes de réflectivité pour l'ensemble de la couverture du radar de Bollène ainsi que celles correspondant à notre réseau. Sur les cartes de réflectivité radar de la figure 5.9, nous remarquons le passage d'une forte ligne de précipitation sur le réseau GPS.

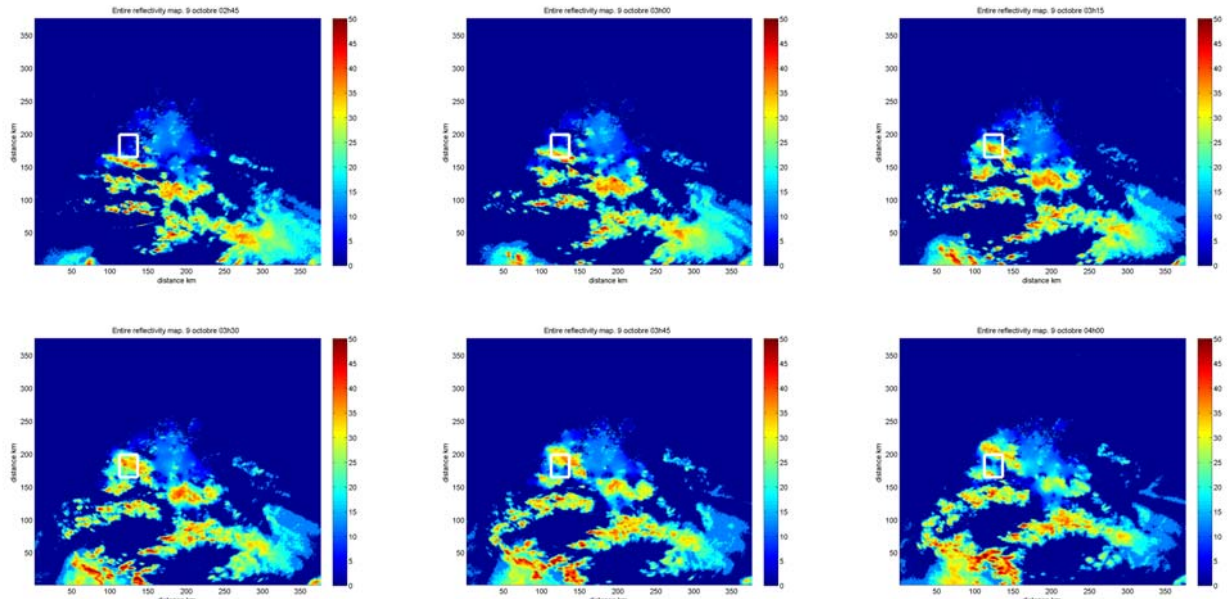


Figure 5.9: Cartes de réflectivités (dBZ) pour l'ensemble de la couverture du radar de Bollène. La localisation du réseau dense GPS est indiquée par le biais du rectangle blanc. Horaires de 2h45 à 4h00 avec un pas de 15 minutes le 9 octobre 2002.

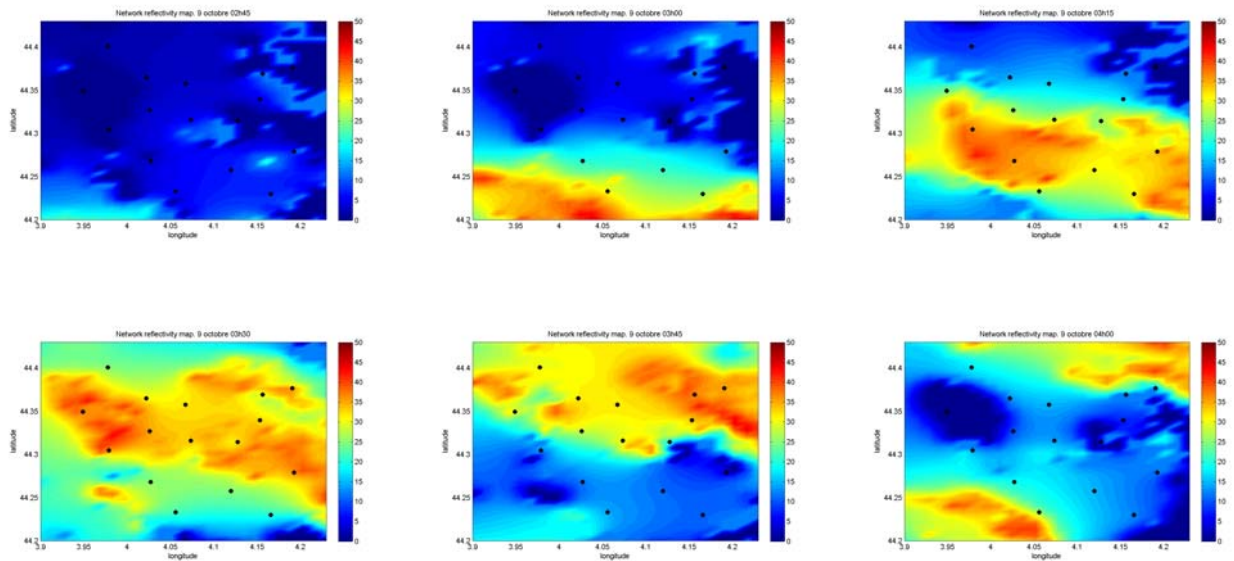


Figure 5.10: Cartes de réflectivités (dBZ) pour la zone correspondant au réseau GPS. Horaires de 2h45 à 4h00 avec un pas de 15 minutes le 9 octobre 2002. Indication des stations GPS en noir.

De manière générale, la perturbation évolue du Sud-Ouest au Nord-Est sans perdre d'intensité. Elle forme une bande qui ne se désagrège pas tout au long de son passage sur le domaine du réseau GPS (Figure 5.10). Les cartes d'IWV présentées dans les différents cas correspondent à la distribution 2D du champ d'IWV sur le réseau GPS. Ces cartes présentent

toutefois une différence de valeurs avec les séries temporelles de chaque station GPS. En effet, ces cartes sont des distributions 2D différentielles d'IWV. Nous avons retiré les effets topographiques en soustrayant un cas de référence où les valeurs d'IWV étaient faibles sur l'ensemble de notre domaine. Si l'on regarde maintenant les cartes 2D d'IWV de la figure 5.11, nous remarquons que nous avons une augmentation générale d'environ 4mm après les deux premières échéances. A 3h15, nous observons une augmentation plus importante dans les parties Est et Sud du réseau. Enfin, à 3h30 et 3h45, les cartes nous montrent une augmentation importante des IWV notamment au Sud. Nous avons une pénétration de vapeur d'eau s'effectuant par le Sud et l'Est correspondant au passage du front pluvieux. A 4h00, lorsque le front a quitté le réseau, nous remarquons une forte baisse d'humidité sur l'intégralité du réseau.

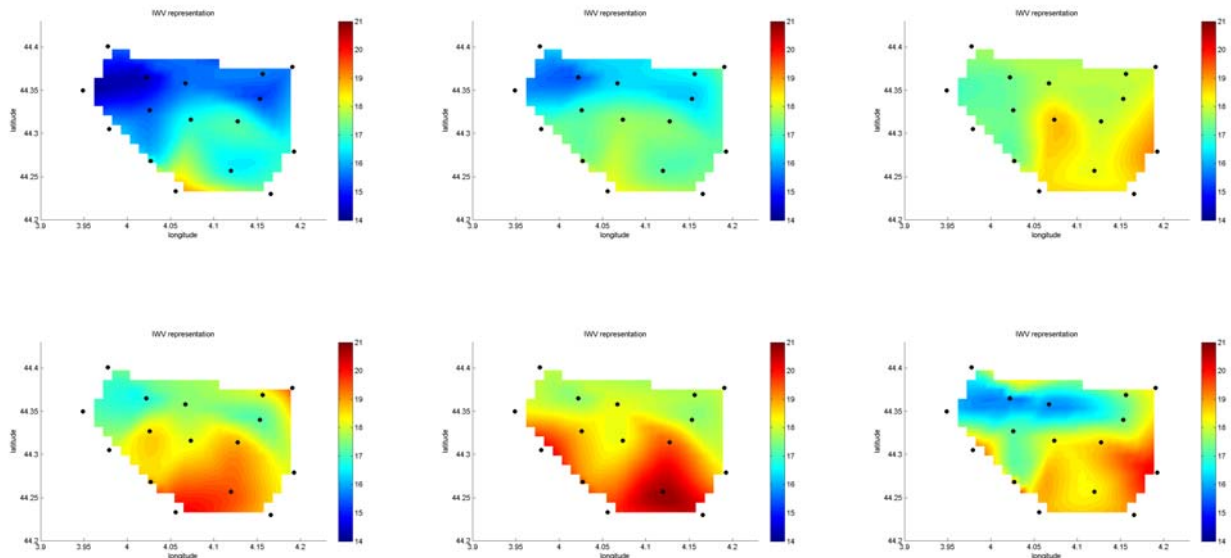


Figure 5.11: Cartes 2D d'IWV (mm) avec indication en noir des stations GPS. Horaires de 2h45 à 4h00 avec un pas de 15 minutes le 9 octobre 2002.

Concernant les résultats tomographiques, nous présentons sur la figure 5.12 les premières coupes d'altitude à 500m. Les 6 premiers graphiques correspondent aux résultats sur l'intégralité du réseau, tandis que les 6 derniers présentent les mêmes résultats en retirant les effets de bords. Cela nous permet d'affiner l'échelle de densité de vapeur d'eau pour mieux observer les variations d'humidité. Nous avons également rajouté par des lignes de niveaux les contours à 30 dBZ de la perturbation visible sur la figure 5.10. Au début de ce cas, nous remarquons que la densité de vapeur d'eau augmente par l'Est (2 premières cartes).

L'humidité précède donc la perturbation qui n'est pas encore sur le réseau. A 3h15, lorsque le front est intégralement au dessus de notre réseau, nous avons une forte augmentation de la densité. Celle-ci intervient plus particulièrement à l'Est du réseau. En regardant la figure 5.1, nous pouvons supposer qu'une partie de l'humidité est bloquée par le relief au Sud-Ouest. D'où une augmentation à l'Est dans la plaine. A 3h30, une nouvelle augmentation intervient au Sud. La bande orageuse s'étant déplacée plus au Nord, nous pouvons penser que l'humidité a contournée ou est passée par-dessus le relief. A 3h45, alors que la perturbation s'évacue par le Nord, nous avons à nouveau une forte augmentation de l'humidité dans la plaine à l'Est ainsi qu'à l'Ouest au pied des montagnes. Enfin, à 4h00, la perturbation a évacuée complètement la zone d'étude laissant voir une diminution de la densité de vapeur d'eau sur l'ensemble du réseau. Nous mettons donc en évidence une relation complexe entre la vapeur d'eau et la cellule de précipitation, avec des pics d'humidité précédant et succédant cette cellule.



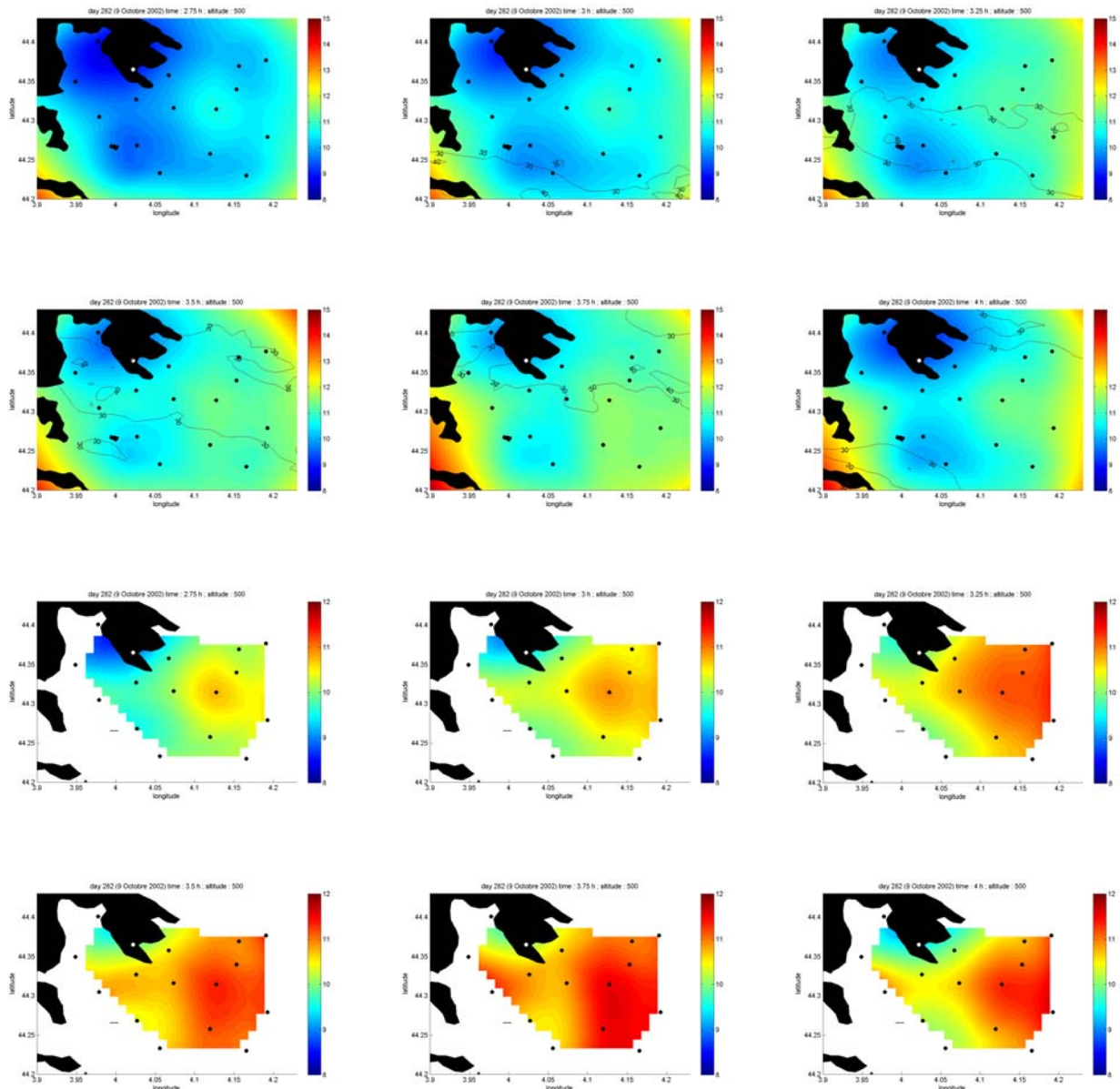


Figure 5.12: Coupes tomographiques horizontales avec relief à 500m d'altitude pour les horaires 2h45 à 4h00 avec un pas de 15 minutes le 9 octobre 2002 donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Indication en noir ou blanc des stations GPS, ainsi que le contour en rouge de la perturbation en ligne de niveau ( $>30 \text{ dBZ}$ ).

Les séries de figures présentées en 5.13 et 5.14 représentent les résultats tomographiques pour des coupes verticales. La première série correspond à des coupes Nord/Sud. Nous avons choisi cette coupe à  $4^\circ\text{E}$  pour voir l'évolution de la densité de vapeur d'eau sur les reliefs situés à l'ouest de notre réseau. La deuxième série correspond à une coupe Est/Ouest. Cette coupe à  $44^\circ35\text{N}$  a été choisie afin de suivre l'évolution de la densité de vapeur d'eau à un

endroit où les effets de bords étaient minimes. De plus, le fait de choisir cette coupe permet de bien visualiser le déplacement de l'humidité dans la vallée à l'Est du réseau.

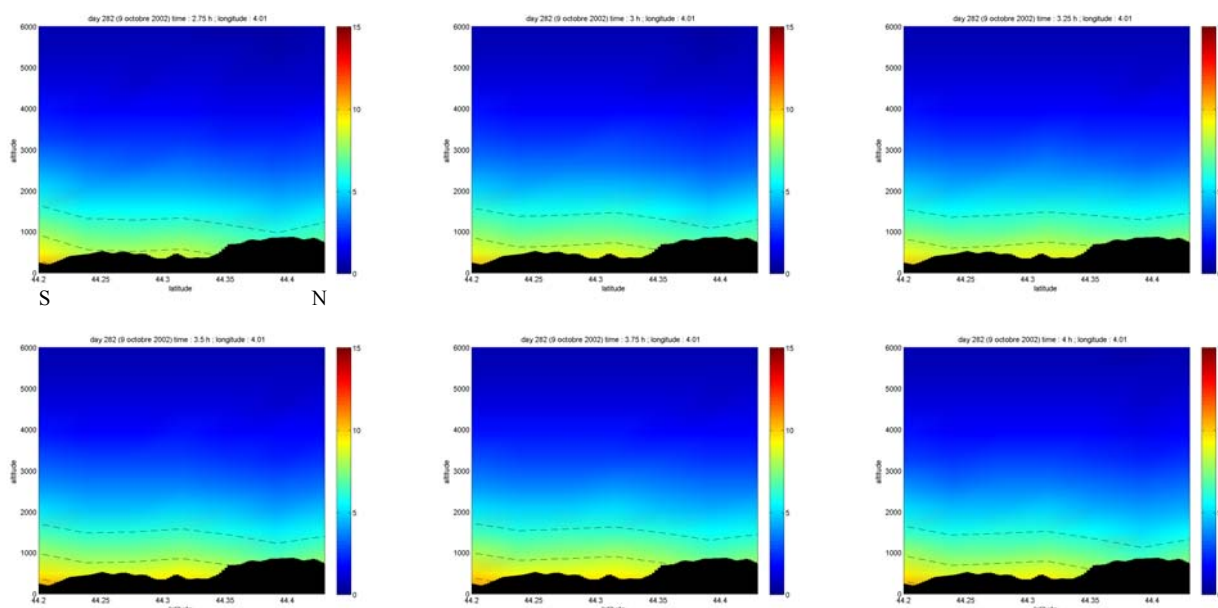


Figure 5.13: Coupes tomographiques verticales à longitude constante ( $\sim 4^\circ$ ) avec relief donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Horaires de 2h45 à 4h00 avec un pas de 15 minutes le 9 octobre 2002.

Concernant la première série (coupe Nord-Sud), nous remarquons que nous avons une augmentation de la densité de la vapeur d'eau au fil du temps. L'humidité se retrouve bien bloquée au niveau du relief situé à  $44^\circ 25'N$  sur les deux premières cartes. Nous avons une augmentation d'humidité pour les deux cartes suivantes, notamment aux alentours de  $44.3^\circ$  à  $44.35^\circ$  de latitude lorsque la vapeur d'eau passe par-dessus ou contourne ce premier relief. Elle s'accumule ensuite dans cette partie sur la dernière carte étant à nouveau bloquée par la montagne située à  $44^\circ 4'N$ . Cette évolution correspond bien à la précipitation qui traverse le réseau observée par le radar de Bollène.



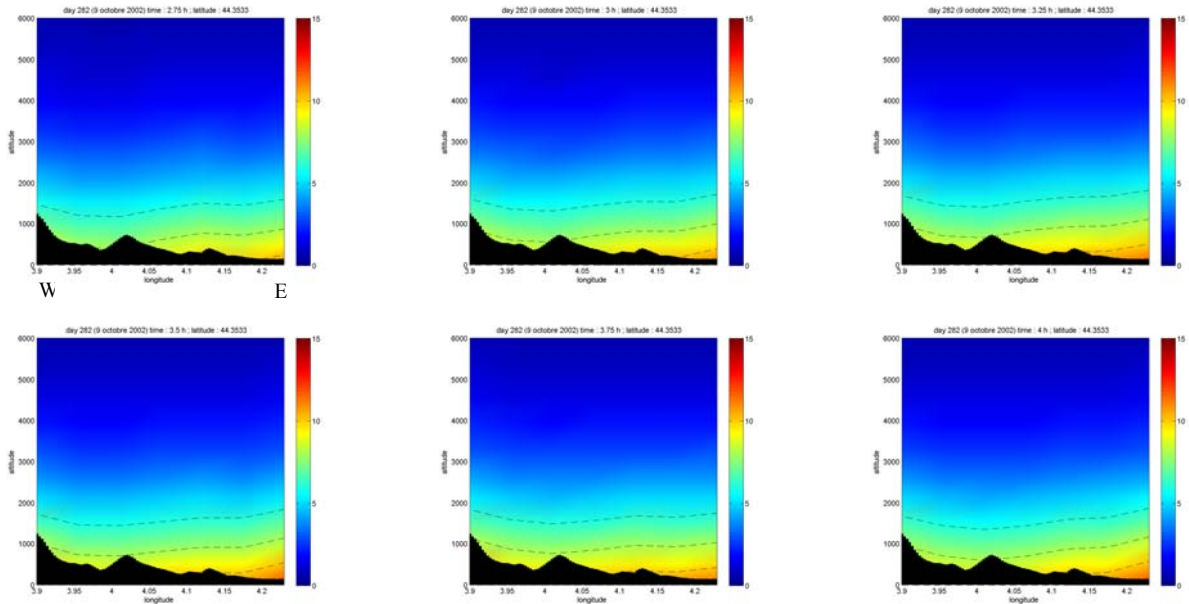


Figure 5.14: Coupes tomographiques verticales à latitude constante ( $\sim 44.35^\circ$ ) avec relief donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Horaires de 2h45 à 4h00 avec un pas de 15 minutes le 9 octobre 2002.

Les coupes Est/Ouest (à latitudes constantes, Figure 5.14) nous informent que la vapeur d'eau serait un précurseur de la cellule précipitante. En effet, si nous regardons les densités, nous remarquons que nous avons une augmentation de celle-ci entre 2h45 et 3h15 dans la partie Est alors que la perturbation n'a pas encore atteint cette position. Cette observation est par ailleurs en accord avec les séries temporelles d'IWV, de réflectivités radar et de cumul pluviométrique sur la figure 5.8. A 3h30 et 3h45, nous avons une baisse d'humidité avec l'arrivée de la pluie (à l'Est aux alentours de  $4.2^\circ$ ). Toutefois, ces coupes conservent des valeurs de densités élevées qui correspondent exactement au passage de la cellule sur cette coupe transverse Est-Ouest. Enfin, à 4h00, lorsque le front s'est déplacé au Nord, nous notons une légère augmentation de l'humidité dans la partie Est du réseau. Cette humidité résiduelle peut correspondre aux derniers résidus de la perturbation visibles au Nord-Est du réseau (Figure 5.10).

Le prochain cas présenté sur la figure 5.15 correspond au 10 octobre dans la matinée (8h15). Nous avons choisi de montrer ce cas en raison des petites cellules de fortes réflectivités radar présentes sur le réseau. Même si les cartes générales de réflectivité montrent une perturbation très importante, nous constatons grâce aux données pluviométriques que les précipitations enregistrées sont de faibles intensités (Figure 5.8).

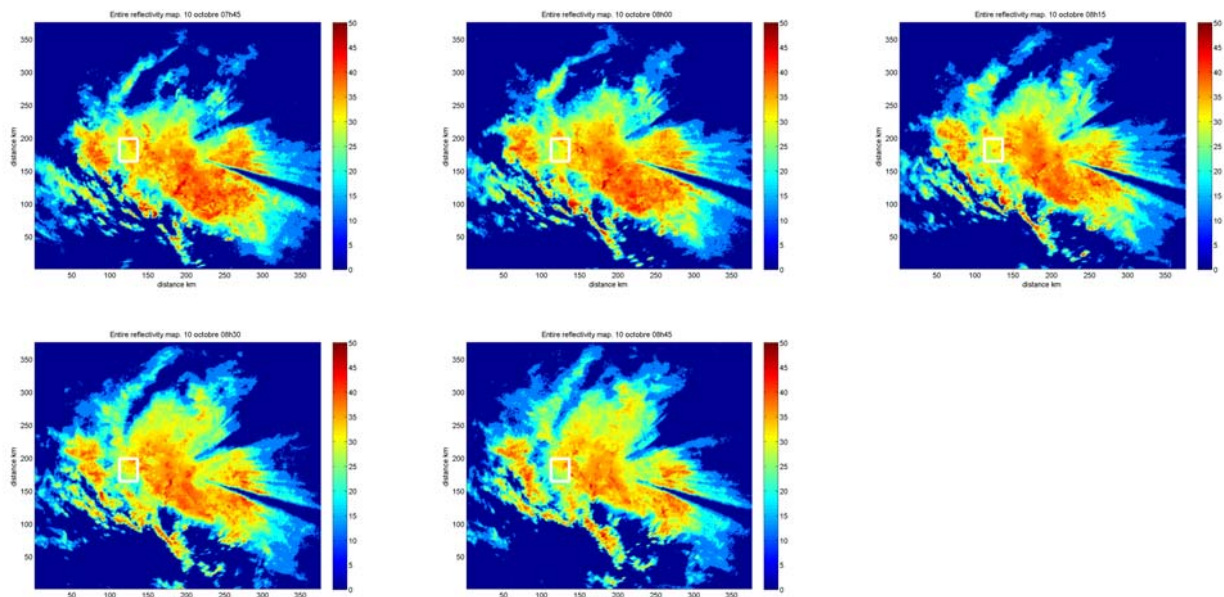


Figure 5.15: Cartes de réflectivités (dBZ) pour l'ensemble de la couverture du radar de Bollène. Localisation du réseau dense GPS par le biais du rectangle blanc. Horaires de 7h45 à 8h45 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.

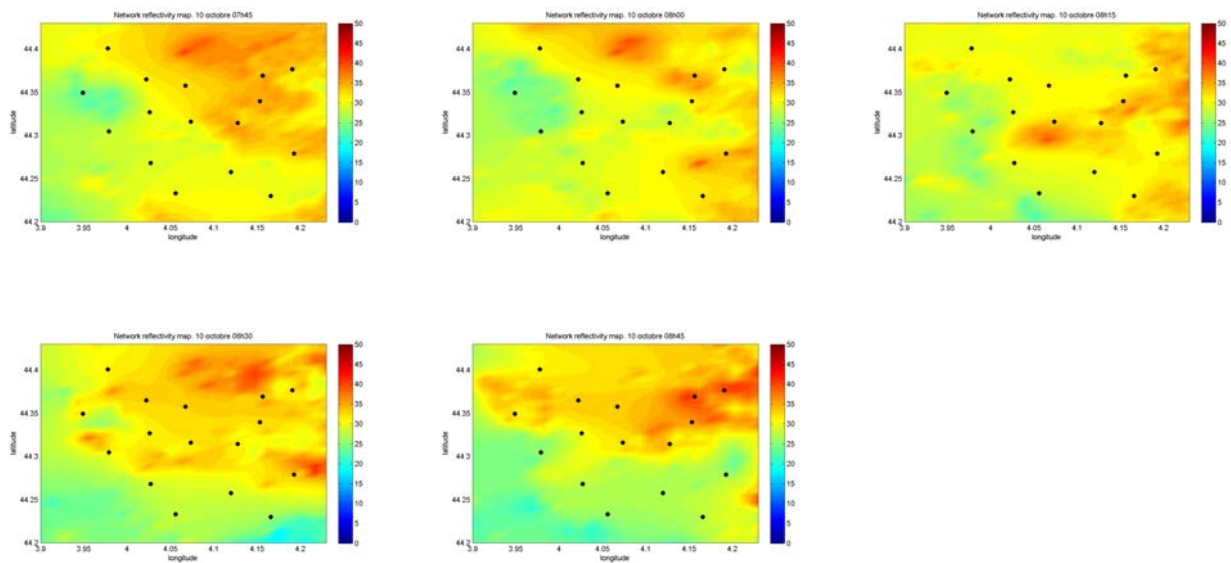


Figure 5.16: Cartes de réflectivités (dBZ) pour la zone correspondant au réseau GPS. Horaires de 7h45 à 8h45 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002. Indication des stations GPS en noirs.

Ce cas est intéressant pour l'outil tomographique puisqu'il présente une hétérogénéité des réflectivités au-dessus du réseau. Il va nous permettre de voir si le logiciel est capable de retrouver une répartition de la vapeur d'eau avec le même degré d'hétérogénéité que les données radar à savoir des zones bien délimitées où la densité de vapeur d'eau sera plus forte.

Les cartes 2D d'IWV présentées sur la figure 5.17 nous montrent des mouvements de vapeur d'eau en accord avec les cartes de réflectivité. En effet, nous pouvons constater des valeurs faibles d'humidité dans les parties Ouest du réseau où les réflectivités radar sont les plus faibles. En revanche sur la partie Est, les valeurs d'IWV sont élevées. De manière plus détaillée, nous observons une pénétration de l'humidité par le Sud-Est à l'intérieur du réseau pour les 2 premières cartes (7h45 et 8h). Cette humidité semble ensuite effectuer une rotation vers l'Est à 8h15. A 8h30, nous avons à nouveau de l'humidité qui pénètre par le Sud qui effectue également une rotation en direction du Nord-Est à 8h45.

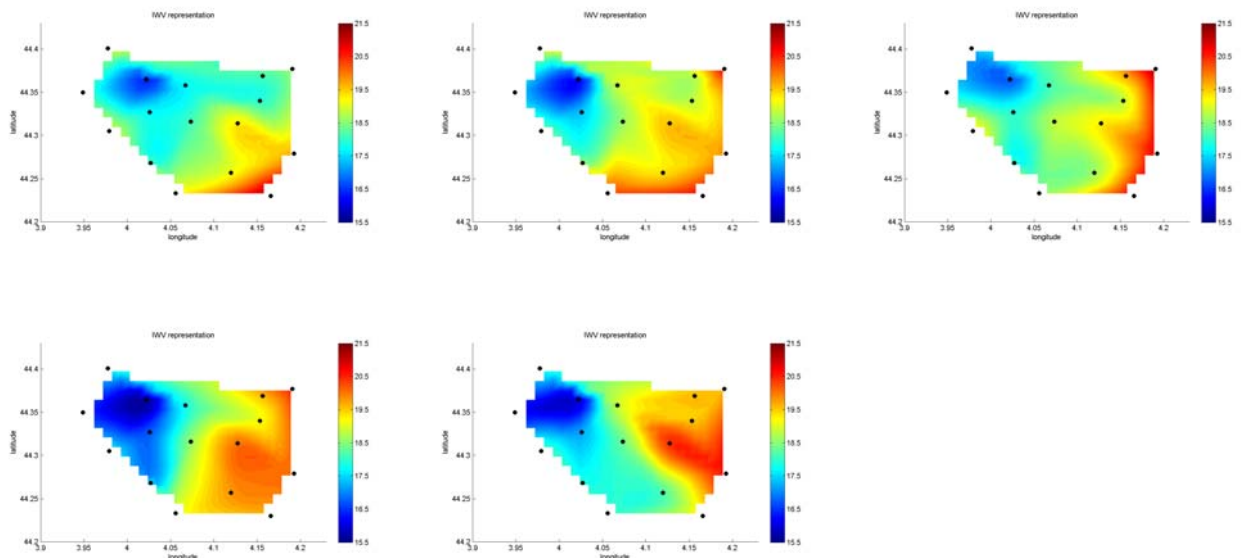


Figure 5.17: Cartes 2D d'IWV (mm) avec indication en noir des stations GPS. Horaires de 7h45 à 8h45 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.

Les résultats tomographiques sur la coupe horizontale à 500m sont quant à eux différents des cartes 2D d'IWV. Comme nous pouvons le constater sur les figures 5.18, nous pouvons voir que la partie Nord-Ouest et Sud-Ouest reste sèche pendant toute la durée de l'épisode. En revanche, nous retrouvons de l'humidité à l'Est du réseau et dans la partie Ouest entre les deux reliefs. Entre 7h45 et 8h, l'humidité arrive de l'Est et remonte vers le Nord. A 8h15, la partie Sud s'assèche légèrement alors que la partie Ouest augmente en humidité. Ce mouvement est tout à fait en accord avec les données radar. L'humidité semble ensuite se renforcer dans le Sud et l'Est à 8h30 alors qu'elle diminue dans la partie Ouest. Enfin, la dernière échéance à 8h45 voit l'humidité augmenter à nouveau dans la partie Nord-Est. Bien

que nous ne retrouvons pas de structures aussi détaillées que les cellules de réflectivité radar, nous pouvons constater que le mouvement de l'humidité semble cohérent avec le déplacement du front orageux. En effet, lorsque la perturbation progresse vers l'Ouest, nous avons bien une augmentation de la densité de vapeur d'eau entre les reliefs. De plus, entre 8h et 8h45 où de fortes cellules (30 dBZ) se sont déplacées entre le Sud et le Nord, nous constatons également un assèchement de l'atmosphère au Sud et une augmentation de l'humidité dans le Nord. Outre les augmentations ou diminutions de la densité de vapeur d'eau sur le réseau, nous pouvons noter que la répartition spatiale de l'humidité est stable pour l'ensemble des épisodes contrairement aux cartes d'IWV. Cette stabilité peut correspondre à celle de la perturbation qui évolue très lentement sur le domaine d'étude. Nous pouvons donc avoir une couche à 500m d'altitude saturée d'humidité et en équilibre pour les horaires étudiés. La lenteur de la vitesse du front associée à des précipitations faibles confirmerait cette hypothèse.

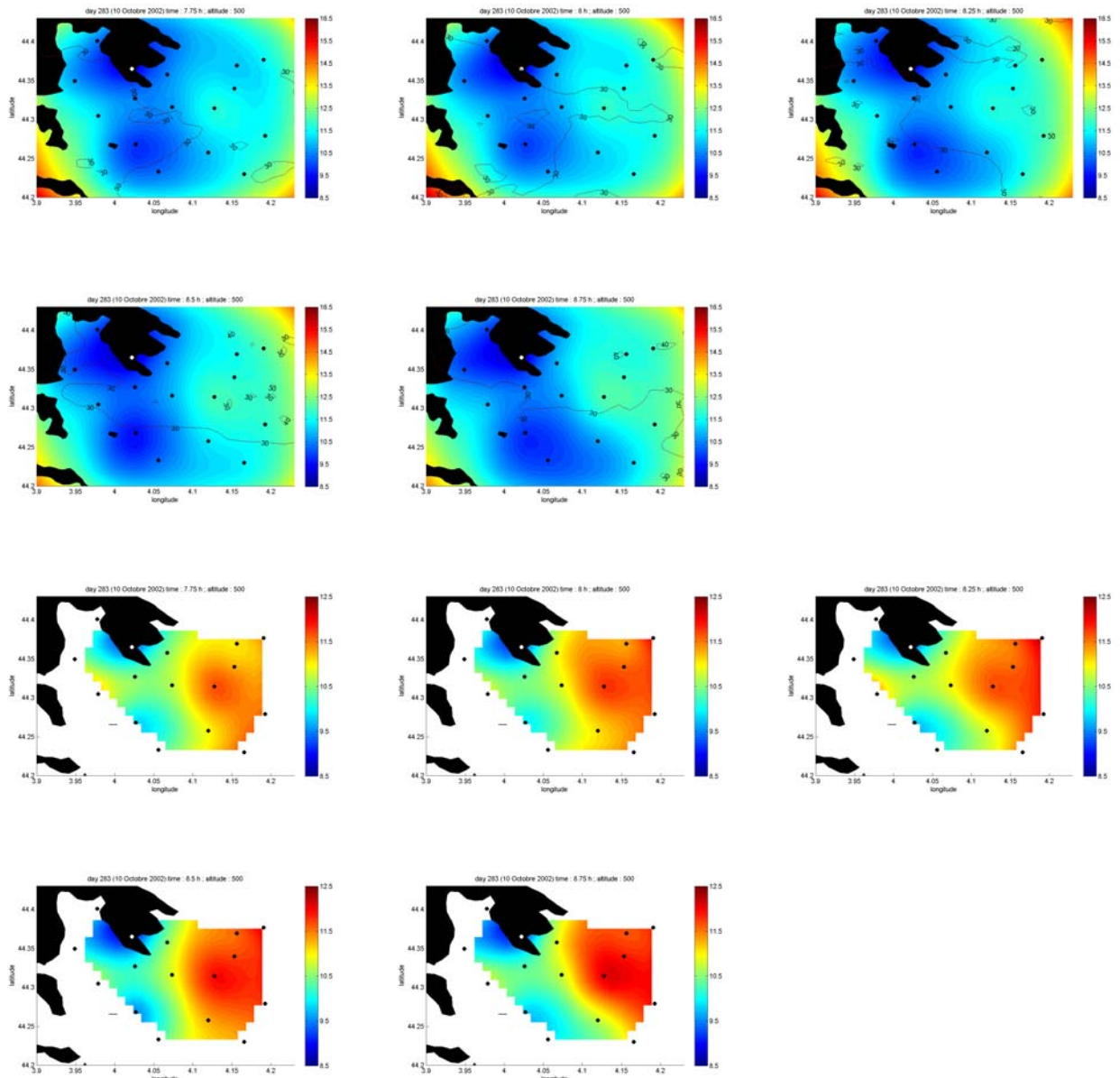


Figure 5.18: Coupes tomographiques horizontales avec relief à 500m d'altitude pour les horaires 7h45 à 8h45 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002 donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Indication en noir ou blanc des stations GPS, ainsi que le contour de la perturbation en lignes de niveau ( $>30 \text{ dBZ}$ ).

Comme précédemment, nous avons également utilisé des coupes verticales de la densité de vapeur d'eau afin de tenir compte du caractère 3D de la tomographie. Nous retrouvons donc sur les figures 5.19 et 5.20 les deux séries de coupes Nord/Sud et Est/Ouest pour des longitudes et des latitudes constantes valant respectivement  $4.15^\circ$  et  $44.30^\circ$ .



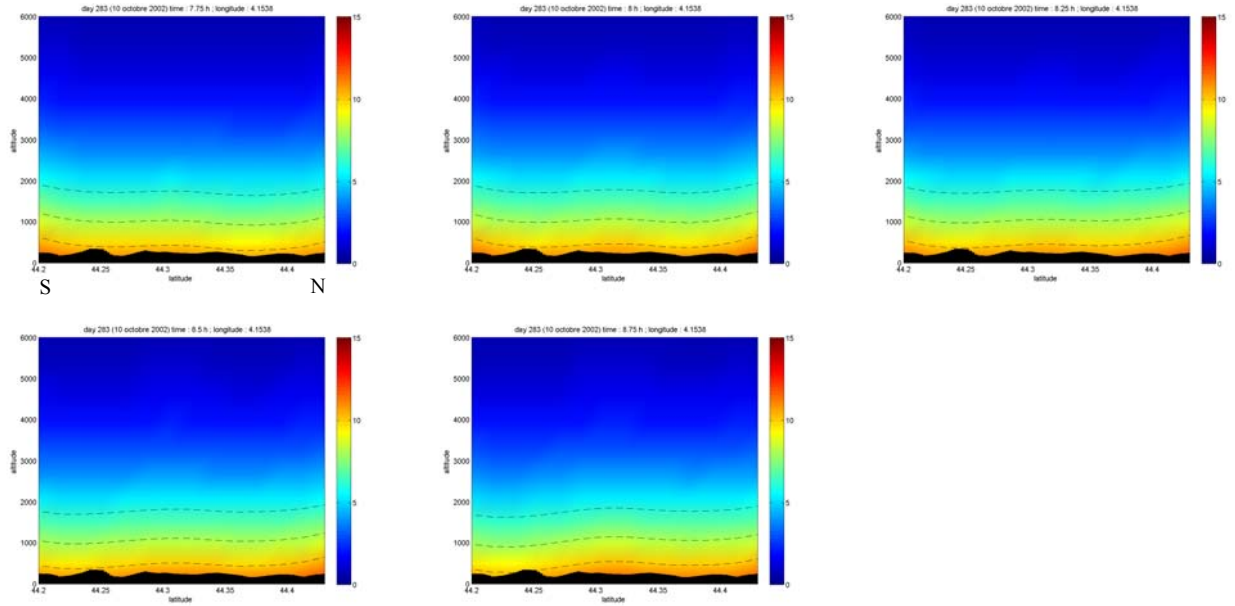


Figure 5.19: Coupes tomographiques verticales à longitude constante ( $\sim 4.15^\circ$ ) avec relief donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Horaires de 7h45 à 8h45 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.

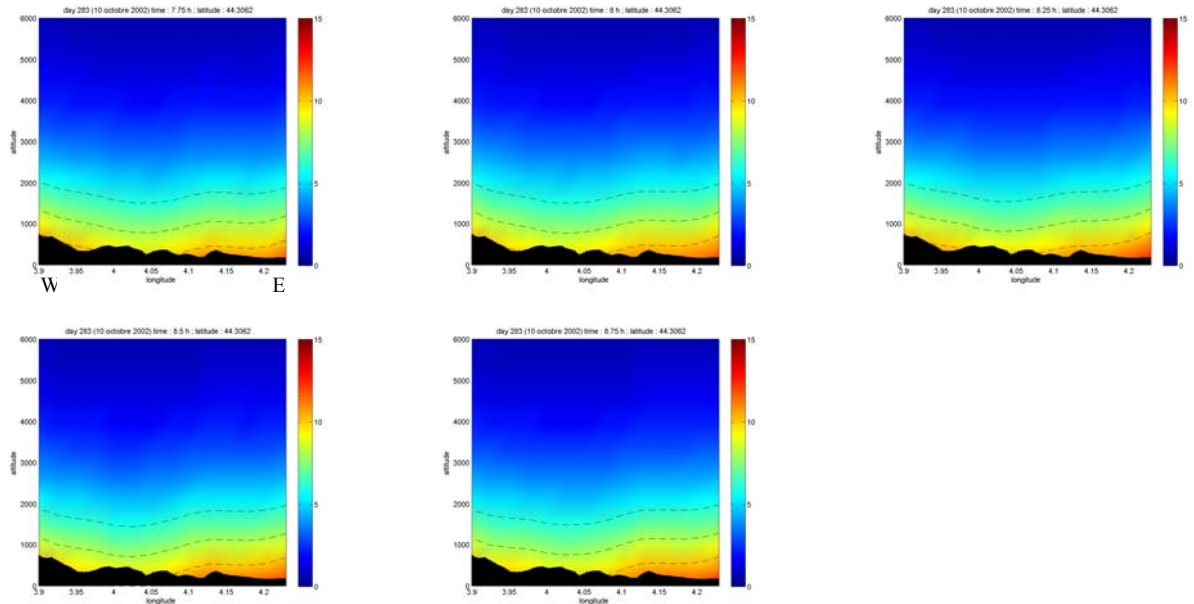


Figure 5.20: Coupes tomographiques verticales à latitude constante ( $\sim 44.30^\circ$ ) avec relief donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Horaires de 7h45 à 8h45 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.

En regardant les coupes Nord/Sud de la Figure 5.19, nous pouvons constater que nous retrouvons l'augmentation de la densité de vapeur d'eau dans la partie centrale du réseau. Ainsi, entre 7h45 et 8h, nous avons une augmentation de l'humidité aux alentours des latitudes  $44.30^\circ$  correspondant à la vallée. Nous pouvons également noter la stabilité de la répartition de l'humidité grâce à ces coupes Nord/Sud. Sur les coupes Est/Ouest, nous pouvons voir que les plus fortes valeurs de densités de vapeur d'eau se situent bien à l'Est là où les cellules de précipitations ont été observées durant toute la période présentée (7h45-8h45).

Pour finir avec la première série de cas, nous avons choisi un événement qui est intervenu le 10 octobre aux alentours de 10h (Figure 5.8). Cet épisode, comme nous pouvons le constater sur la figure 5.8 mais aussi par la ressemblance des cartes de réflectivités sur la figure 5.21 est dans la continuité du cas précédent (1h45 après). Il s'agit de la fin de l'épisode pluvieux avec des précipitations et des valeurs d'IWV qui diminuent alors que le radar observe un deuxième pic de réflectivité. A noter toutefois que ce pic est peu visible sur les cartes ci-dessous (Figure 5.21) puisque ces cartes ne concernent que la réflectivité pour l'angle de site le plus bas. Les précipitations correspondant au pic de réflectivité intégrée sont donc étalées sur plusieurs altitudes.

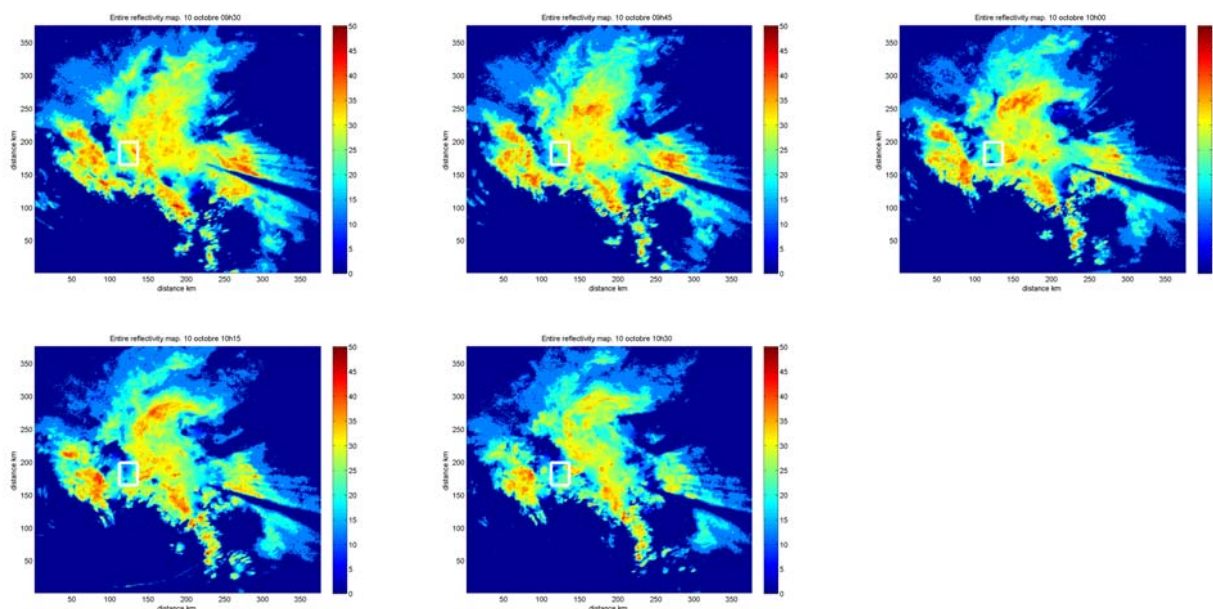


Figure 5.21: Cartes de réflectivités (dBZ) pour l'ensemble de la couverture du radar de Bollène. Localisation du réseau dense GPS par le biais du rectangle blanc. Horaires de 9h30 à 10h30 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.

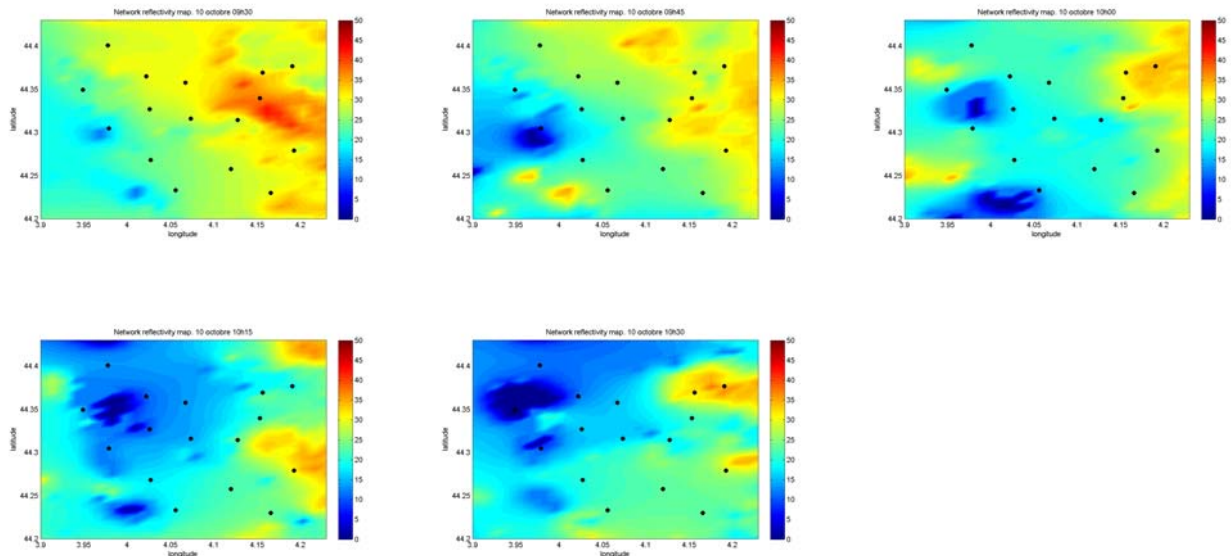
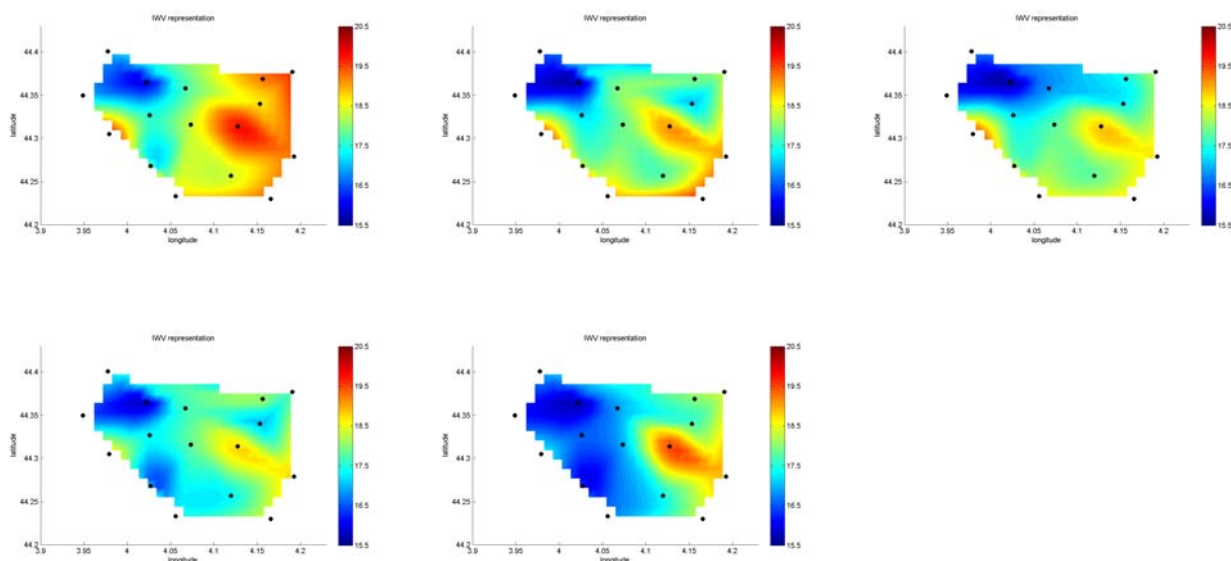


Figure 5.22: Cartes de réflectivités (dBZ) pour la zone correspondant au réseau GPS. Horaires de 9h30 à 10h30 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.

Sur la figure 5.22 correspondant au domaine d'étude, nous pouvons constater une cellule précipitante à la verticale de notre réseau à 9h30. Cette cellule se décale ensuite vers l'Est au fil de l'heure et on retrouve sur la partie Ouest des valeurs de réflectivités faibles (peu ou pas de pluie).

Les cartes d'IWV de la figure 5.23 associées à cet événement nous montrent que nous retrouvons tout à fait cette tendance. En effet, les valeurs d'IWV sont élevées à 9h30 lorsque la cellule précipitante est à la verticale de notre réseau. Ces valeurs diminuent ensuite à 9h45 et 10h à l'Est avec l'évacuation de la perturbation. La partie Nord du réseau retrouve pendant cette période une atmosphère sèche. A 10h15, la partie Ouest s'assèche à son tour, notamment dans la vallée entre les deux reliefs. A 10h30, nous avons une augmentation des valeurs d'IWV sur l'Est du réseau alors que la partie Ouest est totalement sèche.





*Figure 5.23: Cartes 2D d'IWV (mm) avec indication en noir des stations GPS. Horaires de 9h30 à 10h30 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.*

Les résultats tomographiques que nous présentons sur la figure 5.24 tendent vers les mêmes résultats. En effet, nous avons des fortes valeurs de densité de vapeur d'eau à l'Est du réseau où se situe la cellule orageuse ainsi qu'à l'Ouest dans la vallée. Nous constatons à nouveau une diminution de l'humidité sur l'ensemble du réseau lorsque la perturbation quitte la zone d'étude. Nous pouvons toutefois noter quelques différences avec les cartes 2D d'IWV. En effet, la diminution de l'humidité dans la vallée à l'Ouest ne s'opère qu'entre 10h15 et 10h30. Quant à la partie Nord, nous n'avons pas un assèchement aussi prononcé au cours de cet épisode. Même si une baisse générale de la vapeur d'eau est présente, celle-ci reste forte à l'Est du réseau malgré l'évacuation de la cellule précipitante. L'humidité semble donc être présente lors de l'épisode pluvieux et reste en place une fois celui-ci passé.

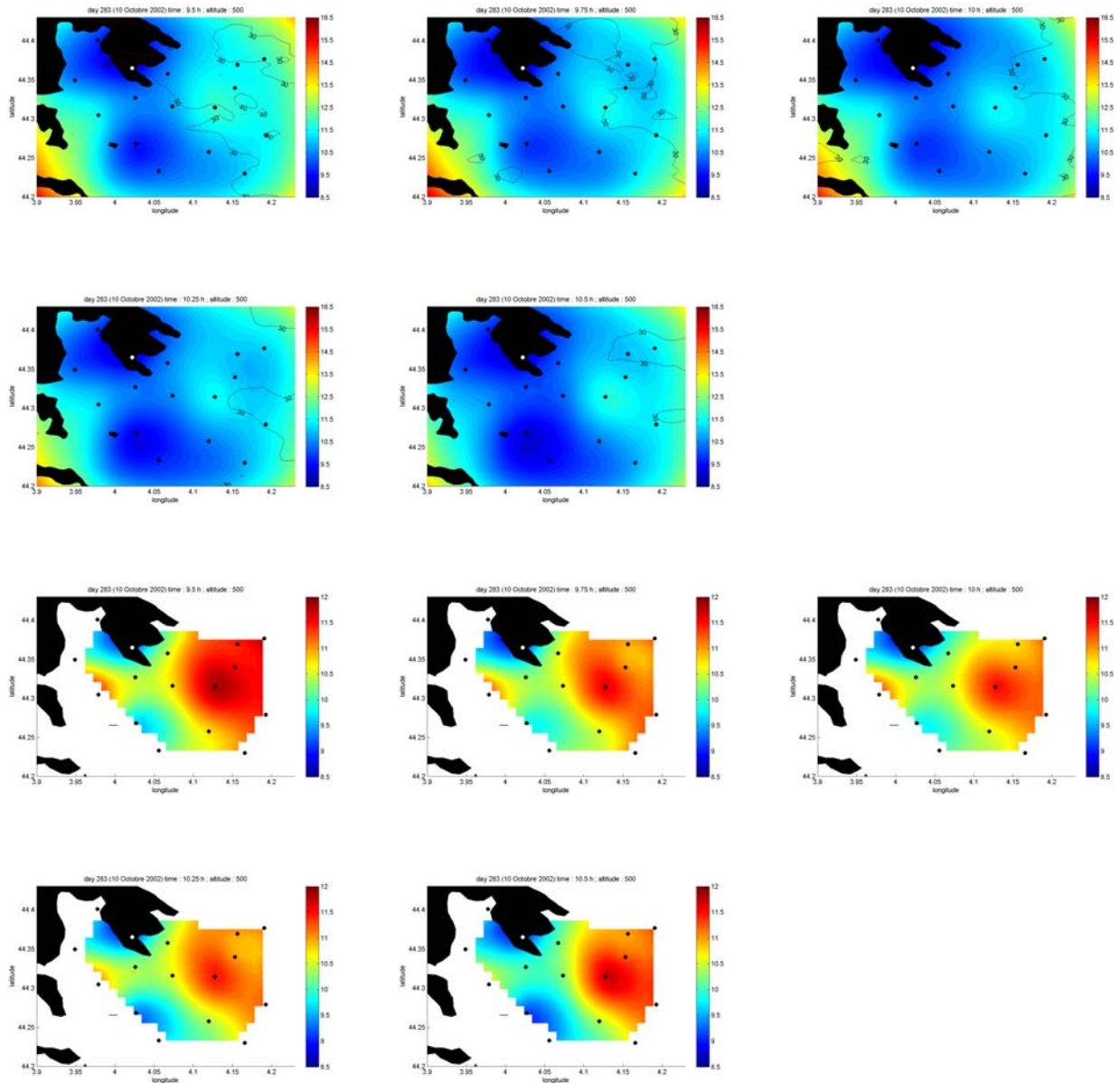


Figure 5.24: Coupes tomographiques horizontales avec relief à 500m d'altitude pour les horaires 9h30 à 10h30 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002 donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Indication en noir ou blanc des stations GPS, ainsi que le contour en rouge de la perturbation en ligne de niveau ( $>30$  dBZ).

Les coupes Nord/Sud et Est/Ouest présentés sur les figures 5.25 et 5.26, vont nous permettre d'illustrer cette persistance de l'humidité sur le réseau GPS malgré l'évacuation du front orageux.

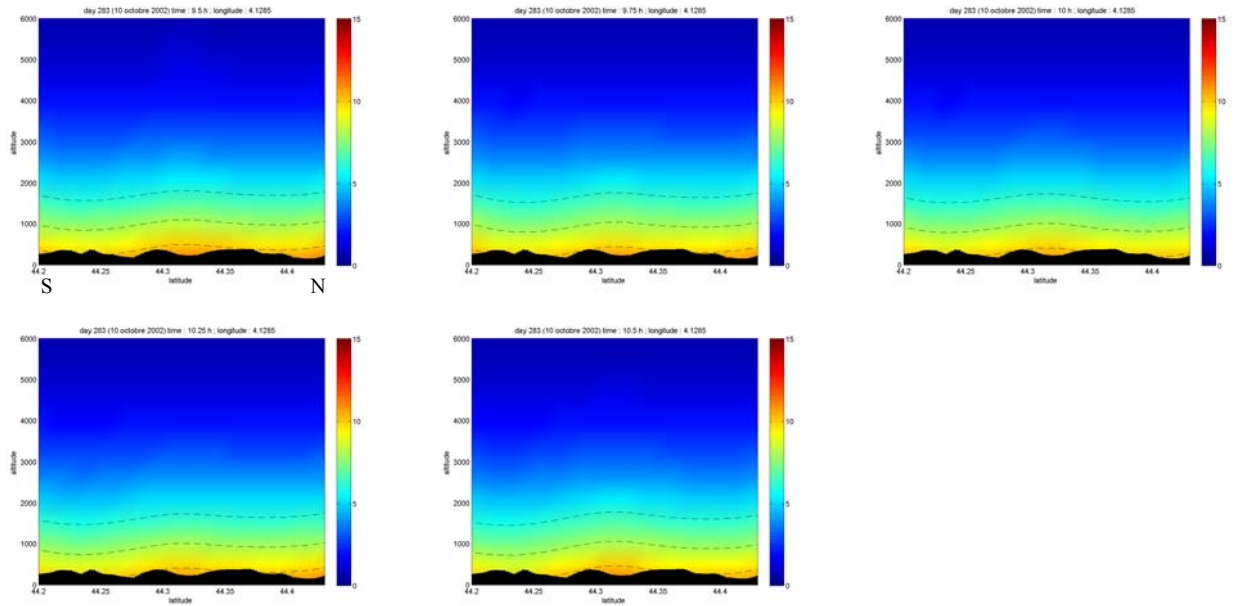


Figure 5.25: Coupes tomographiques verticales à longitude constante ( $\sim 4.13^\circ$ ) avec relief donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Horaires de 9h30 à 10h30 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.

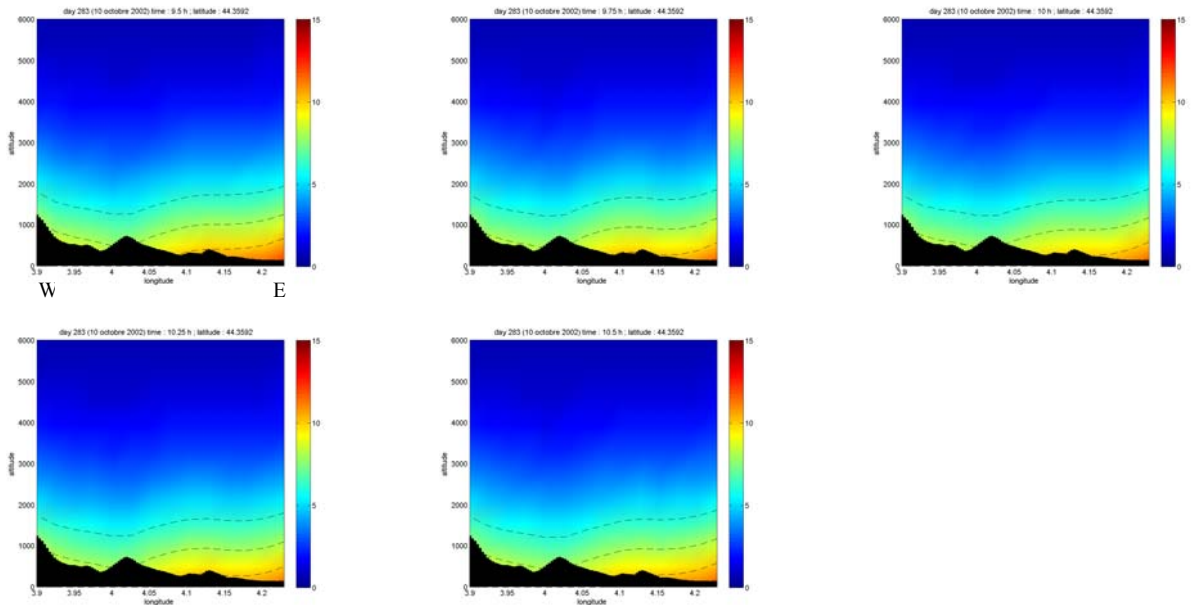


Figure 5.26: Coupes tomographiques verticales à latitude constante ( $\sim 44.35^\circ$ ) avec relief donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Horaires de 9h30 à 10h30 avec un pas de 15 minutes le 10 octobre 2002.

Les coupes Nord/Sud (figure 5.25) nous confirment l'assèchement général dans la partie centrale de la coupe correspondant à la vallée. Dans la partie Nord de la coupe, une baisse de l'humidité intervient entre 9h30 et 10h. Les coupes Est/Ouest quant à elles nous montrent que

la partie Est du réseau conserve des valeurs de densités de vapeur d'eau élevée. Nous avons bien une petite baisse entre le début de l'épisode à 9h30 et la fin intervenant à 10h30 mais l'évacuation de la perturbation à l'Est n'assèche pas encore cette partie du réseau. La série temporelle des IWV, des cumuls pluviométriques et des réflectivités (figure 5.8) nous montre que l'activité orageuse va continuer pendant le reste de la journée. Ce n'est qu'au début du 11 octobre que les pluies cesseront sur notre domaine d'étude et que les valeurs d'IWV baissent définitivement, avec la hausse des températures (Figure 5.2).

Les différents épisodes qui ont parsemé les journées du 9 et 10 octobre ont été très intéressants et riches en diversités. Les cartes 2D d'IWV mais surtout les résultats tomographiques ont montré une réelle décroissance de l'humidité lorsque la perturbation s'évacue à l'Est mais garde toutefois des valeurs élevées qui pourraient servir de réservoir aux précipitations ayant lieu en fin de journée.

#### **b. Cas du 20 au 22 octobre 2002**

Le dernier cas que nous allons présenter dans ce manuscrit concernant la campagne OHMCV a lieu pendant l'épisode pluvieux du 20 au 22 octobre. Pour information, nous avons à nouveau sur la figure 5.27 la série temporelle des IWV couplée aux réflectivités radar. Nous allons nous intéresser au cas pointé par la flèche noire à savoir les fortes précipitations qui ont eu lieu le 21 octobre entre 19h15 et 20h15.

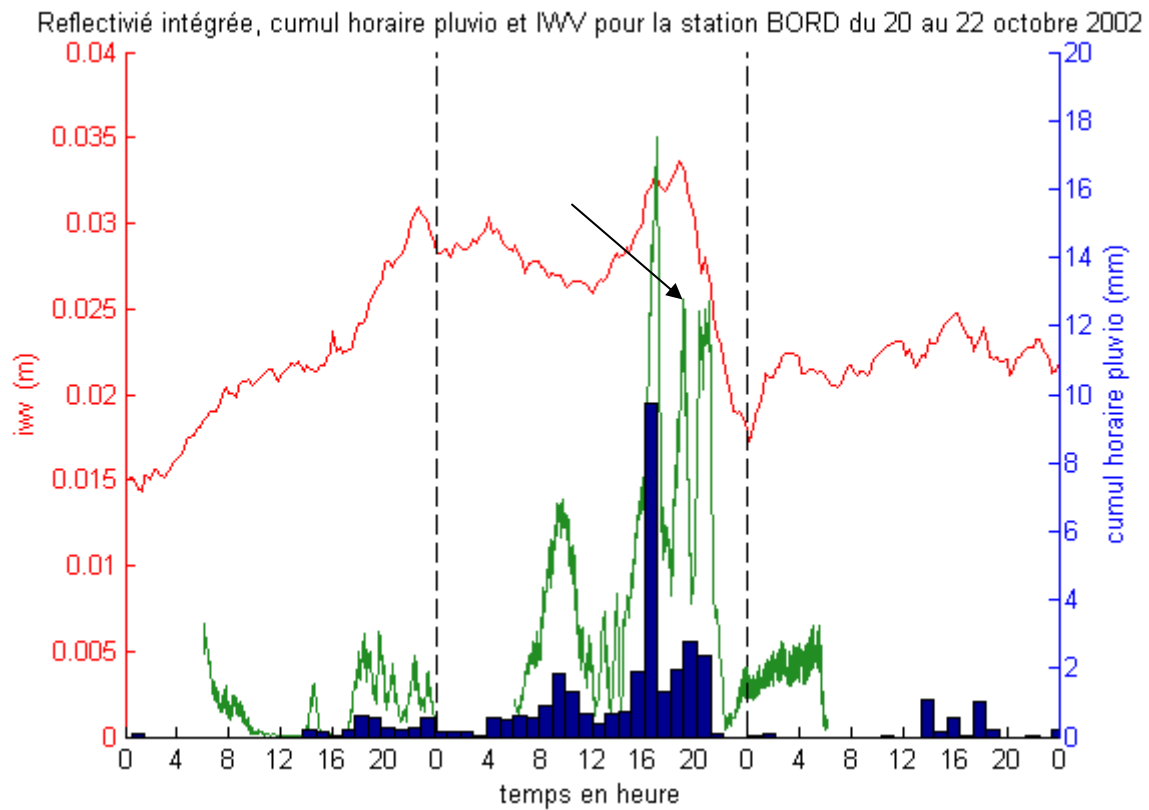
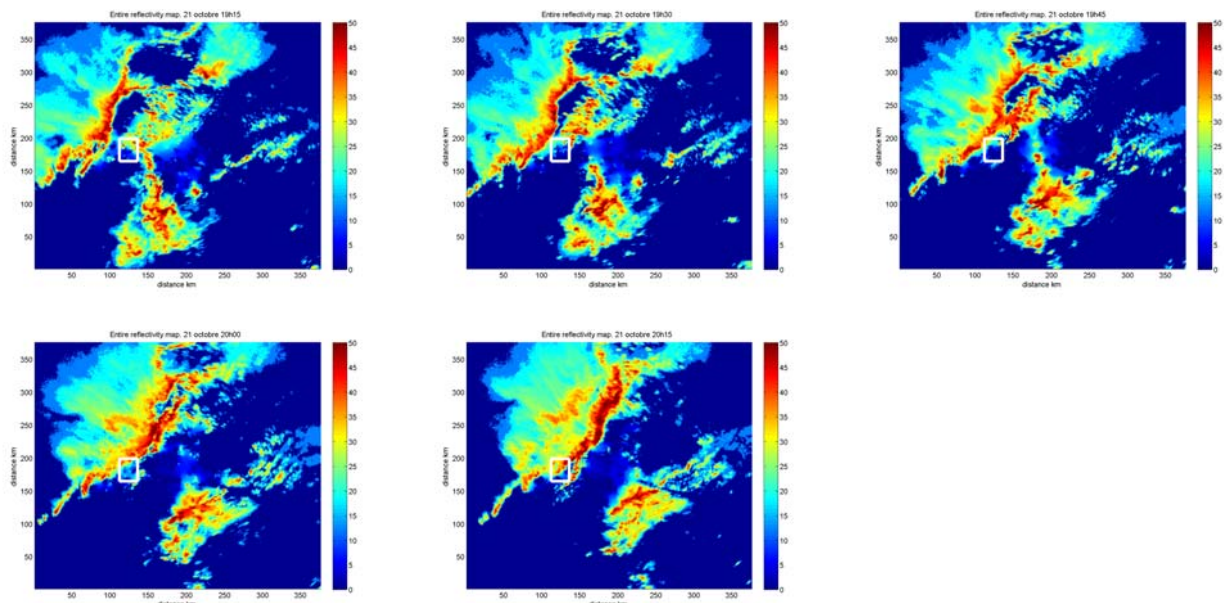


Figure 5.27: Série temporelle des IWV au pied de la station BORD située au centre du réseau et réflectivité radar moyenne pour les 20 au 22 octobre 2002. Repère temporel du cas tomographique présenté.

Lorsque l'on regarde les courbes de la figure 5.27, nous aurions pu choisir de présenter également le cas se produisant dans la nuit du 20 au 21 octobre 2007. En effet, nous avons pendant cette période une alternance entre augmentation et diminution des IWV en alternance avec des épisodes pluvieux. Toutefois, l'intensité des précipitations étant assez faibles et l'ensemble des cartes radar n'étant pas disponibles, nous n'avons pas présenté dans ce manuscrit ce cas précis.



*Figure 5.28: Cartes de réflectivités (dBZ) pour l'ensemble de la couverture du radar de Bollène. Localisation du réseau dense GPS par le biais du rectangle blanc. Horaires de 19h15 à 20h15 avec un pas de 15 minutes le 21 octobre 2002.*

La perturbation du 21 octobre à 19h15 présenté sur la figure 5.28 nous montre les valeurs de réflectivités les plus élevées sur l'ensemble des données radars OHMCV disponible. Cet épisode est constitué initialement de trois bandes adjacentes avec des réflectivités élevées. Après 45min de mouvement, les deux plus importantes cellules (au Nord-Ouest) viennent se coincer contre les contreforts des Cévennes, entraînant une fusion et entrent à ce moment sur le réseau GPS. La cellule la plus au Sud semble évoluer quant à elle en direction du Nord-Est.



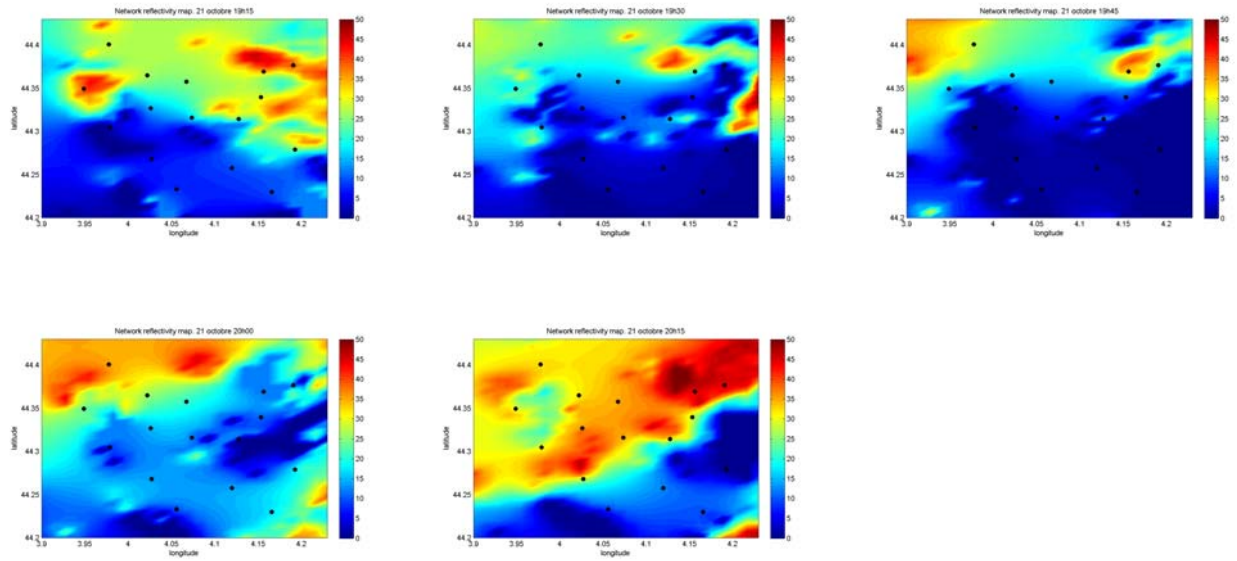


Figure 5.29: Cartes de réflectivités (dBZ) pour la zone correspondant au réseau GPS. Horaires de 19h15 à 20h15 avec un pas de 15 minutes le 21 octobre 2002.

A l'échelle de notre réseau (figure 5.29), nous pouvons voir que la perturbation pénètre par le Nord-Ouest à 19h45 et évolue ensuite vers le Sud-Est. Nous pourrions donc voir avec ce cas si la densité de vapeur d'eau précède la perturbation ou bien si l'humidité arrive sur le réseau en même temps que les précipitations.

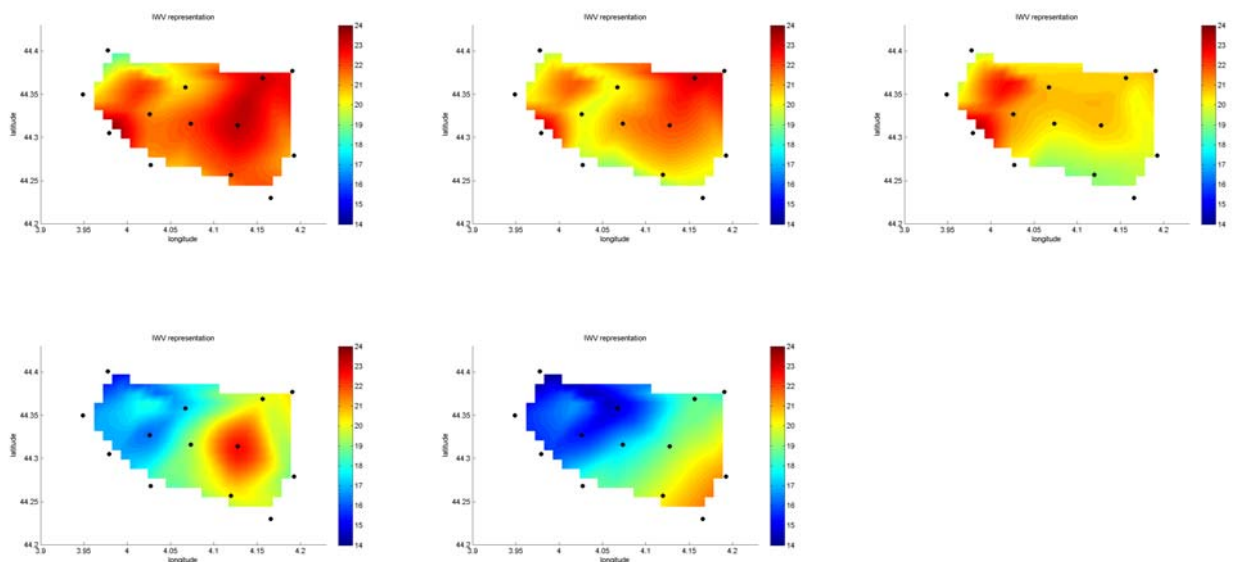


Figure 5.30: Cartes 2D d'IWV (mm) avec indication en noir des stations GPS. Horaires de 19h15 à 20h15 avec un pas de 15 minutes le 21 octobre 2002.

Les cartes 2D d'IWV (figure 5.30) nous montre en effet que l'humidité est présente sur le réseau alors que la perturbation n'est pas encore présente. A 19h15, les valeurs d'IWV sont les plus fortes. Nous observons ensuite une diminution progressive de l'humidité au fur et à mesure que la perturbation progresse sur le réseau. L'humidité semble même se décaler vers l'Est entre 20h et 20h15 lorsque la cellule de forte réflectivité est à la verticale de notre domaine. Un cas similaire à également été analysé et présenté dans ce manuscrit au chapitre 6 concernant le réseau Belge. Dans ce cas précis, l'humidité présente dans l'atmosphère est entraînée au sol avec les très fortes précipitations.



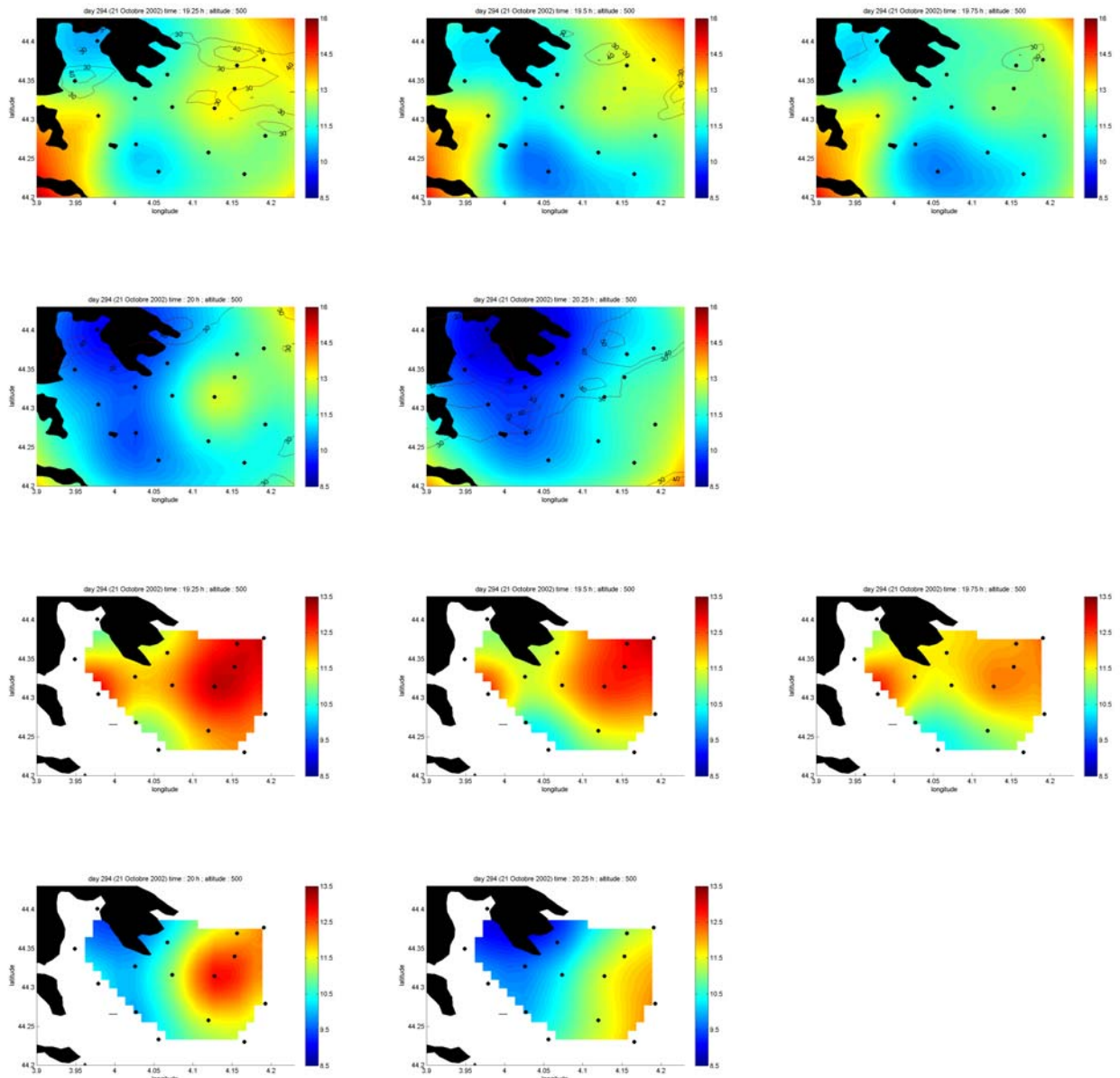


Figure 5.31: Coupes tomographiques horizontales avec relief à 500m d'altitude pour les horaires 19h15 à 20h15 avec un pas de 15 minutes le 21 octobre 2002 donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Indication en noir ou blanc des stations GPS, ainsi que le contour en rouge de la perturbation en ligne de niveau ( $>30 \text{ dBZ}$ ).

Lorsque l'on regarde les coupes horizontales sur la figure 5.31, nous arrivons aux mêmes conclusions. Les densités de vapeurs d'eau sont très élevée sur la partie Est du réseau et dans la vallée de l'Ouest. Avec la pénétration de la perturbation par le Nord à 20h, nous avons assèchement complet de la partie Ouest. A 20h15, lorsque la perturbation avance en direction du Sud-Est, c'est au tour de la partie centrale du réseau de s'assécher. Il semblerait

donc bien que les fortes précipitations enregistrées pendant cette période entraînent l'humidité au sol au fur et à mesure de son déplacement.

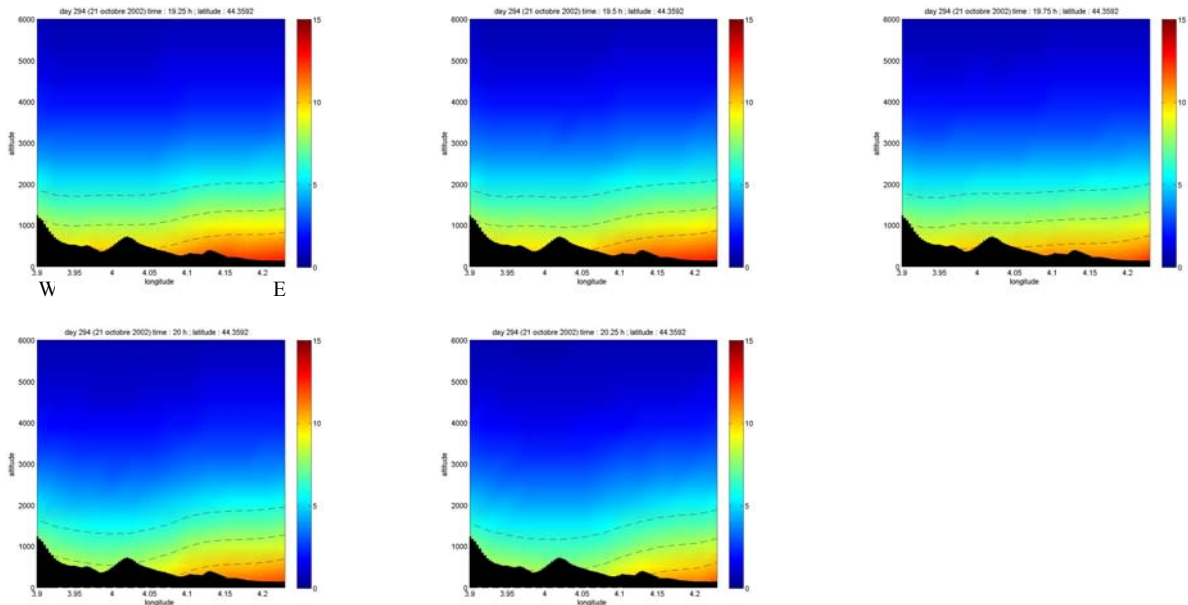


Figure 5.32: Coupes tomographiques verticales à latitude constante ( $\sim 44.35^\circ$ ) avec relief donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Horaires de 19h15 à 20h15 avec un pas de 15 minutes le 21 octobre 2002.

Les coupes verticales Est/Ouest présentées sur la figure 5.32 nous montrent une structure qui évolue significativement sur l'ensemble de l'heure observée. L'intérêt de ces coupes provient du fait que la répartition verticale peut également être analysée. Dans ce cas précis, nous retrouvons la diminution générale et importante de la densité de vapeur d'eau mais également une diminution verticale de l'humidité. En effet, à 19h15 des densités de  $13\text{g/m}^3$  se retrouvent aux alentours de 1000m alors qu'à 20h15 les plus fortes densités (de l'ordre de  $10\text{g/m}^3$ ) ne se retrouvent qu'à seulement 500m d'altitude. Les précipitations observées par les pluviomètres (Fig 5.27) entraînent donc bien l'humidité au sol, asséchant ainsi l'atmosphère.

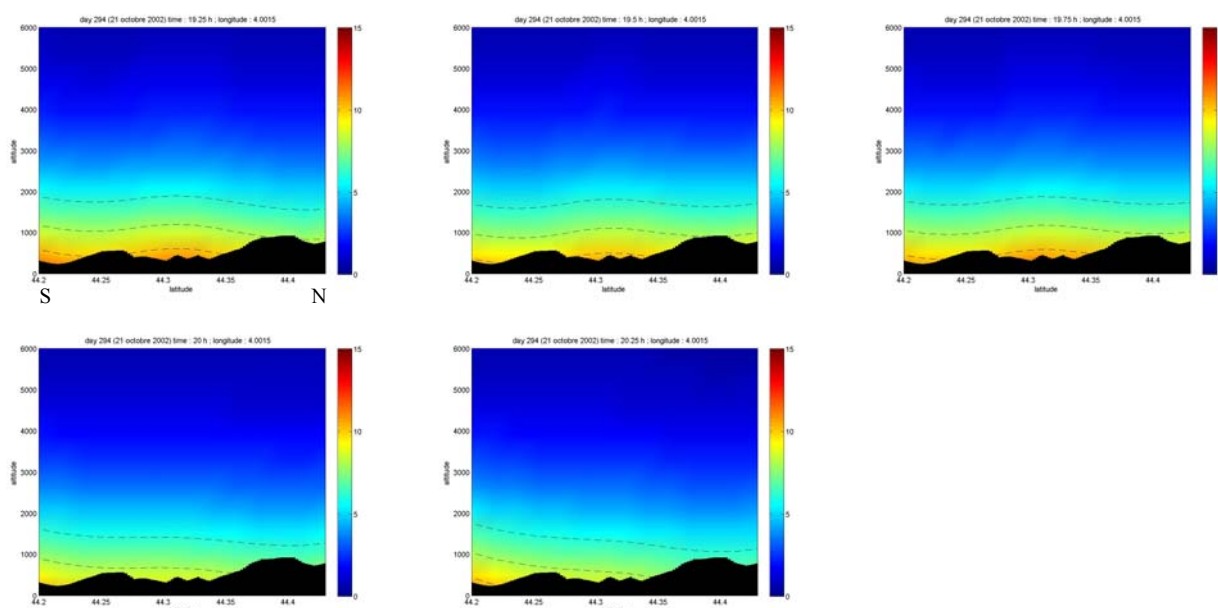


Figure 5.33: Coupes tomographiques verticales à longitude constante ( $\sim 4^\circ$ ) avec relief donnant la densité de vapeur d'eau ( $\text{g/m}^3$ ). Horaires de 19h15 à 20h15 avec un pas de 15 minutes le 21 octobre 2002.

Ce même phénomène est observé sur les coupes transversales Nord-Sud (figure 5.33). Tant que les cellules précipitantes ne sont pas sur le réseau, nous avons une stagnation voir une légère diminution de la densité de vapeur d'eau. L'étalement est toutefois ici moins prononcé. En revanche, nous constatons le fort affaiblissement entre 19h45 et 20h notamment aux alentours des latitudes  $44.3^\circ$ - $44.35^\circ$  entre les deux sommets. Cet horaire correspond à l'entrée de la forte cellule sur le réseau par le Nord.

Dans ce chapitre, nous avons vu différentes caractéristiques d'épisodes pluvieux qui frappent la région des Cévennes-Vivarais régulièrement. Bien que les résultats tomographiques ne soient pas tous facilement exploitables (notamment à cause des effets de bord), nous avons pu mettre en évidence dans certains cas le rôle de la vapeur d'eau comme précurseur des cellules précipitantes. Nous avons également montré un cas intéressant où l'humidité était entraînée vers le sol pendant des fortes précipitations. Ainsi, deux phénomènes différents ont été observés que l'on soit dans le cas d'une atmosphère évoluant peu avec de l'humidité stagnante ou dans le cas de front rapide avec de forte précipitation modifiant remarquablement la répartition de la vapeur d'eau. Toutefois, il semblerait bien que suivre l'évolution de précipitations avec un réseau de 25 km de côté (certains nuages sont nettement plus étendus) pose un problème tout simplement physique.

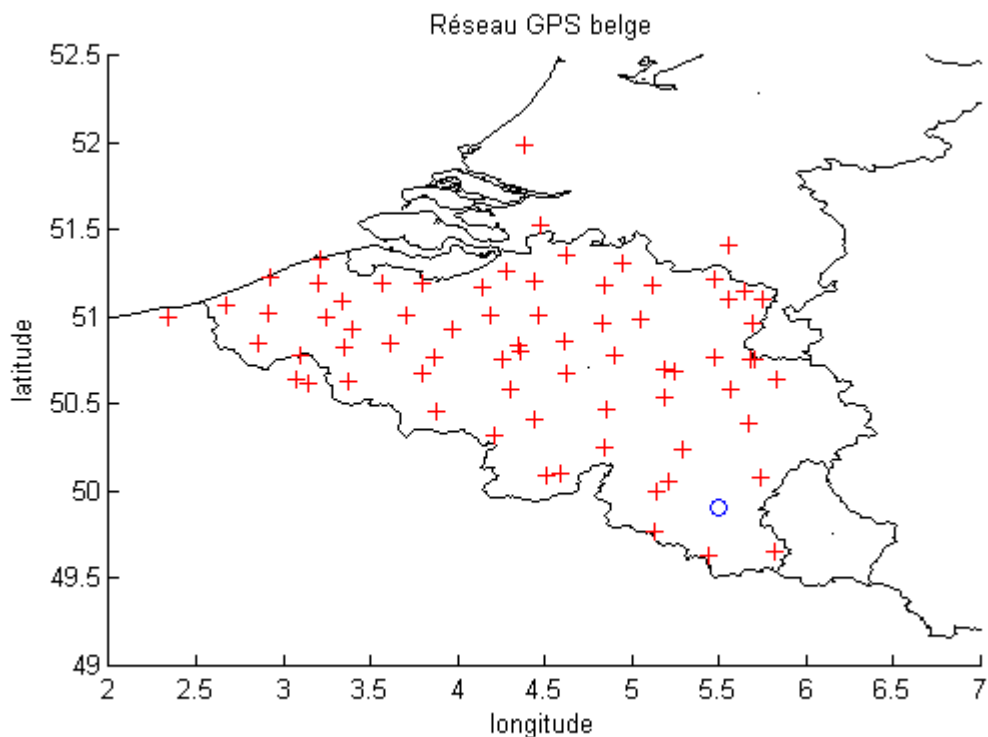
## Chapitre 6

### **Campagne IRMB**

Le deuxième réseau GPS que nous avons utilisé dans le cadre de cette thèse se situe en Belgique. Une collaboration entre le Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP) et l'Institut Royal Météorologique Belge (IRMB) a été mise en place afin de pouvoir appliquer la tomographie sur leur réseau GPS permanent. De plus, le radar météorologique de Wideumont nous a permis d'effectuer dans de bonnes conditions des comparaisons entre nos résultats GPS et les cartes de réflectivités radar. Malheureusement, nous ne possédons pour ce dernier que des cartes 2D et non pas les données elles-mêmes. Il est donc impossible de calculer des moyennes de réflectivité comme nous avons pu le faire dans le chapitre précédent. L'étude se fera donc de manière qualitative et non pas quantitative.

#### **1. Description des réseaux GPS.**

La Belgique couvre une superficie de 30 528 km<sup>2</sup>. L'Institut Royal Météorologique Belge a pu au fil des années déployer un réseau GPS permanent de grande envergure. A l'heure actuelle, le réseau GPS regroupe pas moins de 70 stations (listées en annexes) avec un espacement variant de 20 à 40 km entre les stations. Ce réseau est donc un des plus denses à l'échelle d'un pays.



*Figure 6.1: Carte de la Belgique avec les positions des stations GPS en rouge ainsi que la position du radar de Wideumont en bleu.*

Sur la carte de la figure 6.1, nous voyons la répartition régulière des stations GPS. A noter toutefois la région sud-est qui possède un écartement inter station un peu plus grand que la moyenne. Néanmoins, cette disparité relative a peu d'influence sur la tomographie. Nous avons également indiqué sur cette carte la position du radar de Wideumont.

Nous avons pu effectuer différentes tomographies en utilisant les stations GPS belges. L'intérêt particulier de ce réseau GPS provient du fait que plusieurs sous-domaines tomographiques sont potentiellement exploitables. Les avantages sont multiples : validation des résultats obtenus sur plusieurs réseaux, ajustement des réseaux en fonction de la taille des phénomènes météorologiques étudiés, évolution de la vapeur d'eau sur un domaine particulier pour comprendre le rôle de la topographie, etc...

Ainsi, dans le cadre de nos études, nous avons décidé d'établir 6 réseaux différents pour conduire notre tomographie. Sur la figure 6.2, nous trouverons le découpage du domaine que nous avons été amené à étudier.

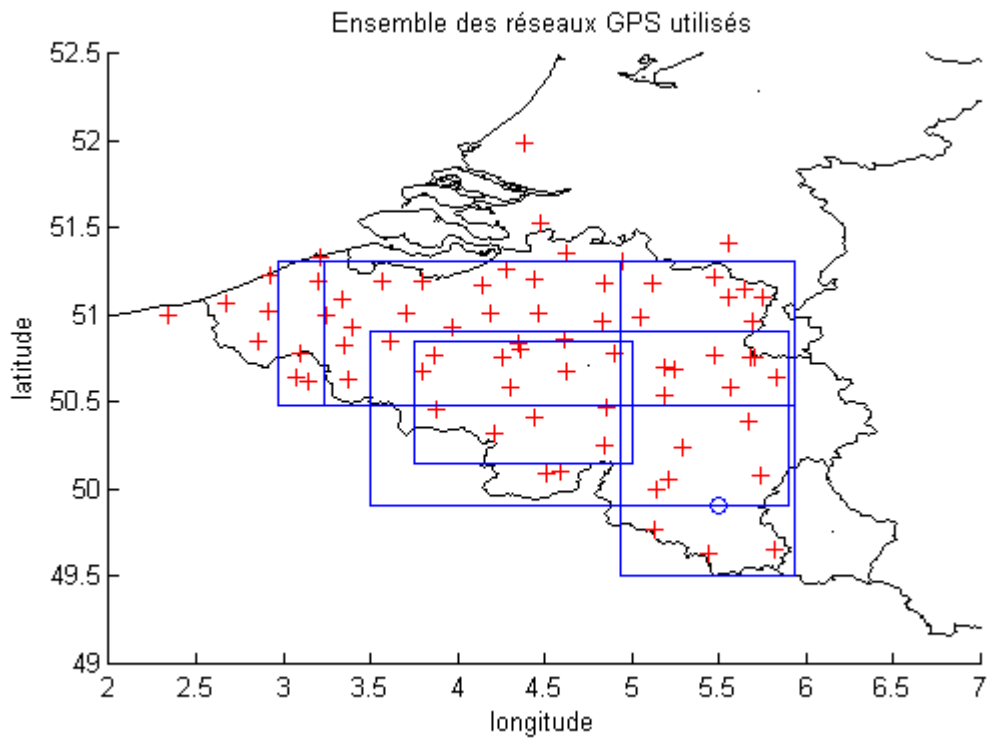


Figure 6.2: Présentation du découpage spatiale du réseau GPS belge pour former l'ensemble des réseaux tomographiques.

La figure 6.2 montre les différents réseaux GPS que nous avons définis afin de couvrir au mieux la Belgique, tout en tenant compte des frontières ainsi que de la répartition des stations GPS. Il ne faut pas oublier qu'un réseau mal conditionné peut entraîner des effets de bords non négligeables. C'est pourquoi nous n'avons pas défini un réseau global mais une série de petits réseaux sur l'ensemble du pays. En effet, d'après la figure 6.2, effectuer une tomographie avec l'intégralité des stations GPS belge définirait un réseau compris entre les longitudes  $2.5^{\circ}$  à  $6^{\circ}$  et les latitudes  $49.5^{\circ}$  à  $51.3^{\circ}$ . Toute la partie Sud-Ouest d'un tel réseau serait sans stations GPS et entraînerait des grands effets de bords. C'est pourquoi l'utilisation de réseaux plus petits comprenant des stations GPS correctement réparties nous assure dans une certaine mesure une minimisation des erreurs aux frontières des réseaux. Nous retrouvons dans les pages suivantes la composition détaillée de tous ces réseaux. Toutefois, certaines stations GPS indiquées sur les Figures 6.1 et 6.2 ont été retirées de nos analyses suite à certaines données erronées que nous avons pu constater après le traitement GAMIT. A noter également la présence sur la figure 6.2 des réseaux R2 et R5 qui ne seront pas utilisés dans la suite du manuscrit afin de ne pas surcharger ce chapitre de graphiques.

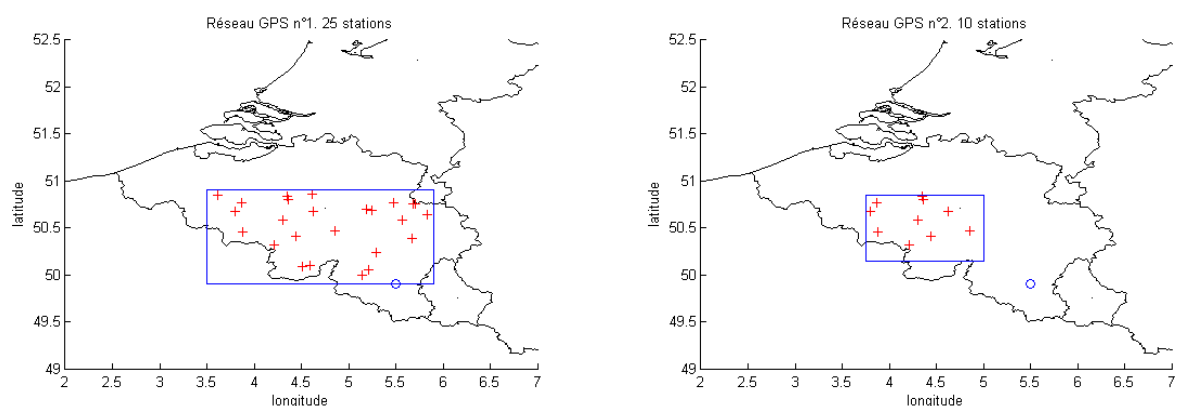


Figure 6.3: Détail du réseau R1 à gauche et R2 à droite. Limites des réseaux données par les lignes bleues. Stations GPS en rouge.

Le premier réseau R1 (Figure 6.3 à gauche) que nous avons défini permet d'avoir une tomographie Est-Ouest de la Belgique sans inclure de région trop démunie. Ce réseau regroupe 25 stations et a également été défini afin de pouvoir déterminer un sous réseau imbriqué dans celui-ci (R2, Figure 6.3 à droite). Ce dernier réseau comporte seulement 10 stations GPS. Ce nombre peut paraître faible mais cela nous a permis de mieux comprendre le problème d'imbrication, les effets de bords, ainsi que les résultats à plus ou moins grandes échelles.

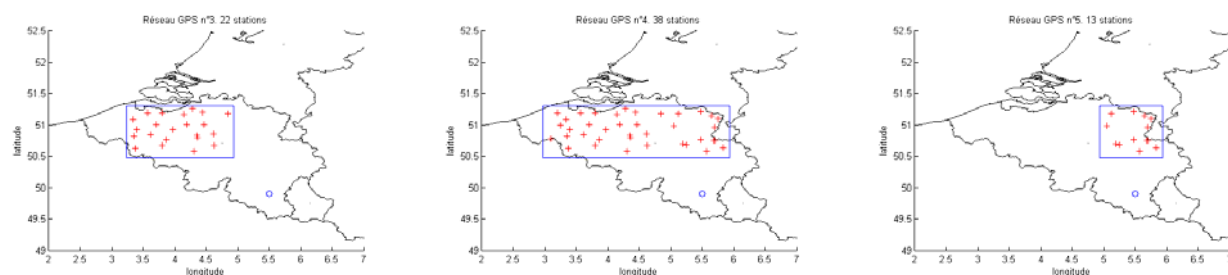


Figure 6.4: Détail des réseaux R3 à gauche, R4 au milieu et R5 à droite. Limites des réseaux données par les lignes bleues. Stations GPS en rouge.

La deuxième série de réseaux que nous avons mise en place reprend également le principe d'imbrication. Nous avons défini un deuxième réseau transverse Est-Ouest plus étendu que le précédent et plus au Nord (R4, Figure 6.4, au centre avec 38 stations GPS) afin de comprendre un épisode pluvieux étant intervenu au Nord de la Belgique. Les deux sous-

réseaux sont présentés sur la Figure 6.4 à droite (R5 avec 13 stations GPS) et à gauche (R3 avec 22 stations GPS).

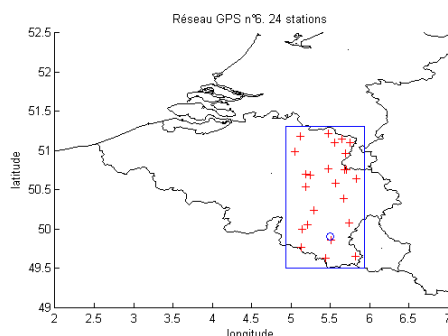


Figure 6.5: Détail du réseau R6. Limites des réseaux données par les lignes bleues. Stations GPS en rouge.

Le 6<sup>ième</sup> et dernier réseau R6 que nous avons établi se situe à l'Est de la Belgique (Figure 6.5). Il correspond à une distribution Nord-Sud la plus grande possible regroupant 24 stations GPS. Ce dernier réseau nous permettra de suivre l'évolution de la densité de vapeur d'eau lorsque les perturbations étudiées auront des circulations Nord-Sud.

## 2. Comparaison GPS - radar et interprétation météorologique.

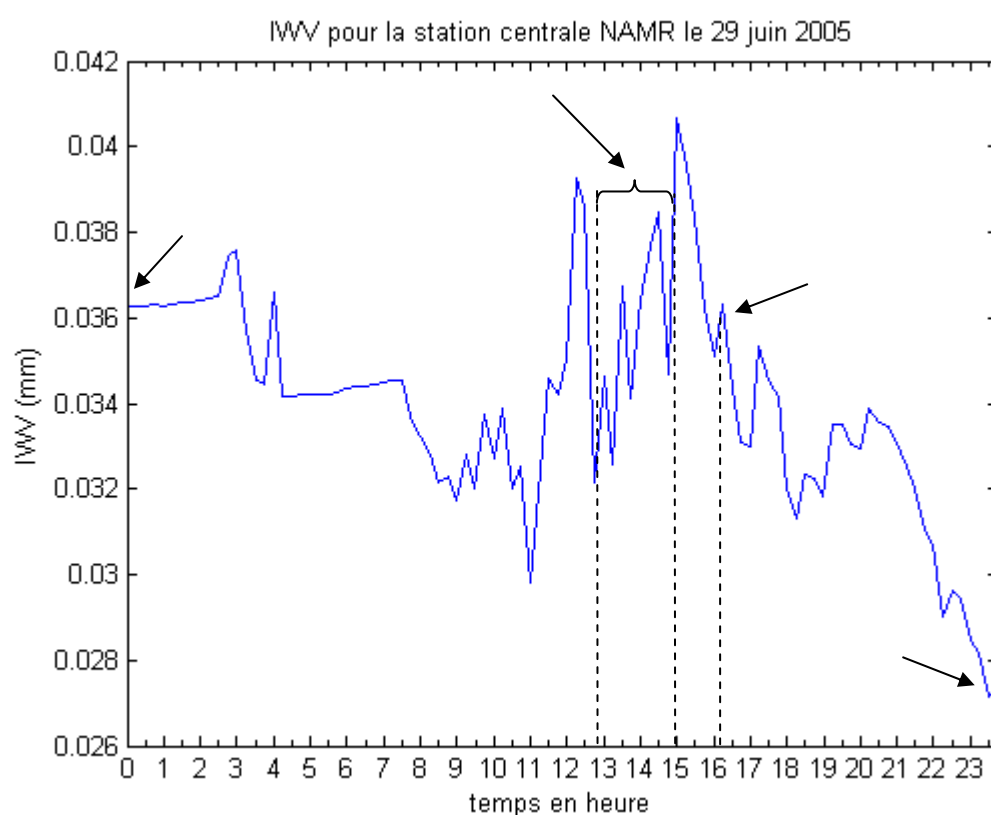
### a. Présentation des cas d'études.

Avec les différents réseaux constitués, nous avons traité 2 épisodes pluvieux. Le premier épisode a lieu le 29 juin 2005. Ce cas, comme nous le verrons, correspond à la formation de cellules orageuses très localisées au centre du pays. Le deuxième cas intervient le 19 octobre 2005. Cette fois-ci, nous avons un front très étendu et lent traversant le pays d'Est en Ouest. Dans cette partie, nous allons comparer les images radars à nos résultats tomographiques. Toutefois, n'étant pas en possession des fichiers contenant les valeurs des précipitations, nous ne ferons qu'une étude qualitative des résultats. Néanmoins, malgré ce manque d'informations, nous sommes en mesure de montrer des résultats très intéressants et contrastés suivant le cas considéré.



### **b. Cas du 29 Juin 2005**

Le premier cas tomographique du 29 juin 2005 peut être considéré comme un défi pour la tomographie (tout du moins dans la résolution) puisqu'il correspond à la formation de cellules de petites tailles à très forte réflectivité. Il a donc été intéressant de tester notre logiciel et le GPS en général afin de connaître la répartition de la vapeur d'eau sur un tel cas. La tomographie est-elle capable d'apporter des nouvelles informations sur ces phénomènes qui ont par ailleurs été observés par le radar de Wideumont.



*Figure 6.6: Série temporelle des IWW pour la station NAMR le 29 juin 2005*

La figure 6.6 présente la série temporelle des IWW au-dessus de la station NAMR située au centre du réseau R1 (50.47° de latitude et 4.86° de longitude) pour le 29 juin 2005. Nous pouvons constater que l'épisode est assez chaotique avec une valeur moyenne d'IWW plutôt élevée de 34 mm. Nous avons également plusieurs pics d'IWW tout au long de la journée et en particulier deux épisodes intéressants entre 13h et 15h et à 16h15. Ces différents pics

correspondent à la formation et aux passages successifs des cellules de réflectivité sur le réseau GPS. Entre 10h et 18h, le radar de Wideumont a enregistré des précipitations importantes dont nous ne pouvons montrer que quelques épisodes sélectionnés (flèches noires sur la Figure 6.6). Le premier épisode intervient à 0h, le second entre 13h et 14h45, le troisième à 16h15 et enfin le dernier à 23h45.

Le premier épisode correspond donc à une valeur d'IWV stable. Nous avons une valeur relativement forte d'IWV correspondant vraisemblablement au passage d'une perturbation ayant franchi le réseau dans la nuit du 28 au 29 juin. L'image radar associée à ce passage est présentée sur la Figure 6.7

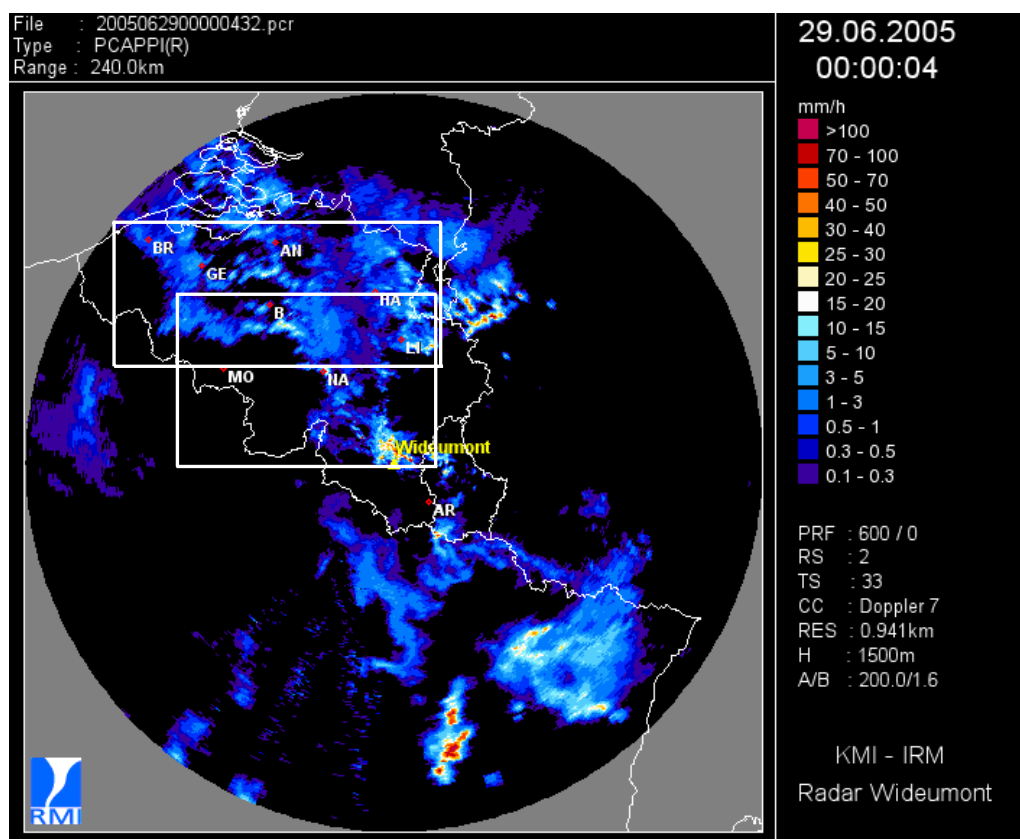
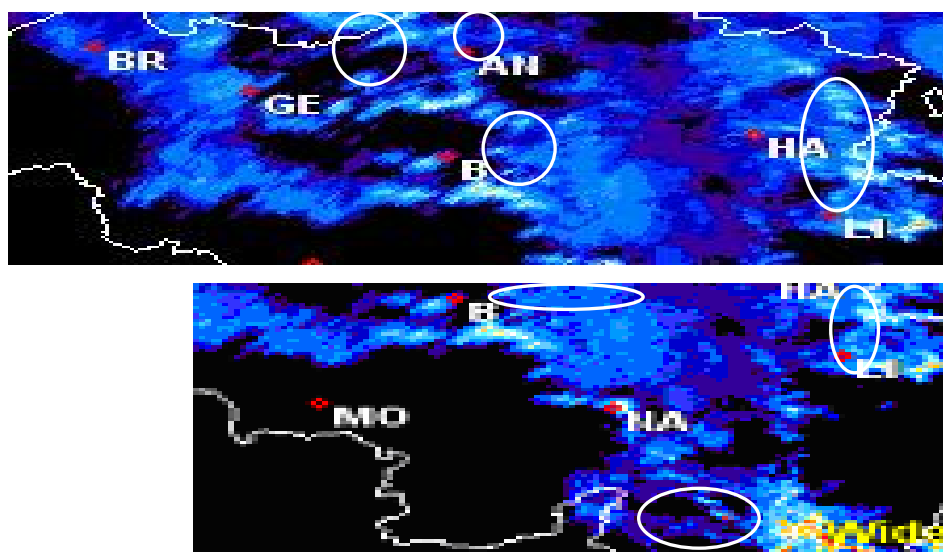


Figure 6.7: Carte générale du radar de Wideumont le 29 juin à 0h00. Les réseaux R1 et R4 sont représentés en blanc.

Nous remarquons une perturbation sur le nord du pays. Elle traverse l'ensemble du réseau GPS en direction du Nord-Est. Cette perturbation est de faible activité en Belgique exceptée proche du radar de Wideumont où les précipitations atteignent 25/30 mm/h

localement. Nous pouvons sélectionner la zone correspondant à deux de nos réseaux (R4 et R1) afin de mieux comprendre la structure locale de la perturbation.



*Figure 6.8: Détail des cartes du radar de Wideumont correspondant à la zone GPS des réseaux R4 en haut et R1 en bas. 29 juin. 0h00. Les ellipses blanches correspondent aux pics d'IWV de la figure 6.9.*

La figure 6.8 illustre les 2 sous-réseaux les plus larges R4 en haut et R1 en bas. Nous remarquons sur la figure du haut qu'il n'y a pas de précipitations vers la frontière française. Nous retrouvons cette accalmie dans la figure du bas. Le premier travail que nous pouvons faire est de regarder les cartes 2D des IWV correspondant à cet événement. La figure 6.9 montre les champs IWV inter- et extrapolés respectivement à partir des observations GPS dans le réseau R4 et R1.

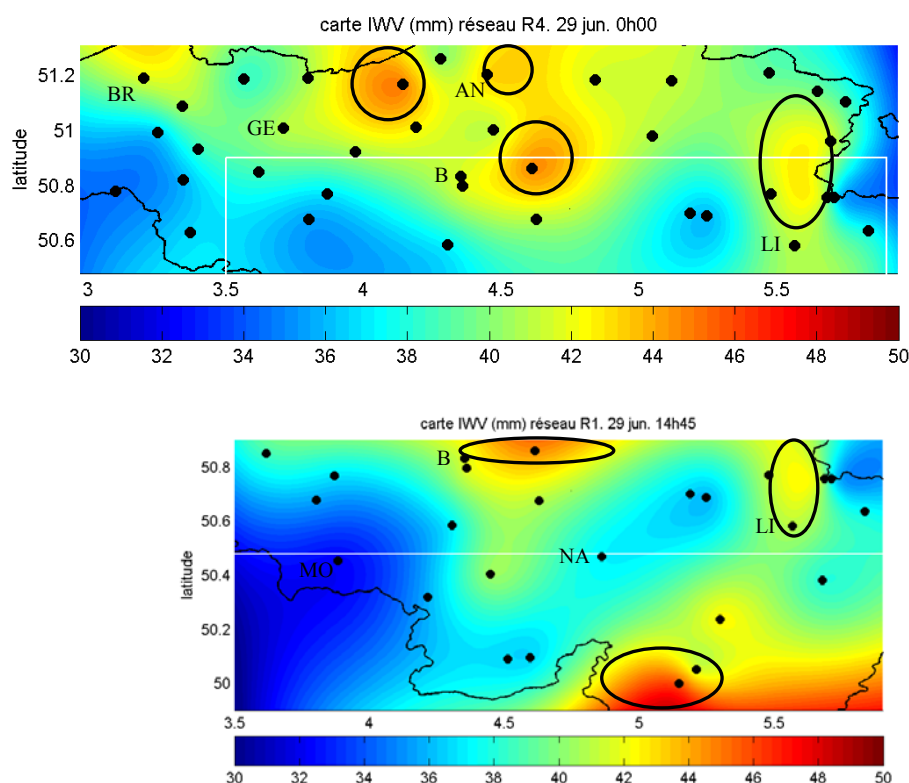


Figure 6.9: Cartes 2D d'IWV pour les réseaux R4 en haut et R1 en bas. Stations GPS présentées en noir, limite de la superposition des deux réseaux par des lignes blanches. 29 juin. 0h00. Les ellipses noires identifient les zones à fort IWV.

Il est intéressant de constater que nous avons une certaine correspondance entre les cartes d'IWV et les cartes radars. Nous pouvons voir en effet que les valeurs d'IWV les plus basses correspondent aux zones où il n'y a aucune précipitation (à l'ouest du réseau notamment). Concernant les valeurs d'IWV les plus hautes (ellipses noires), elles se trouvent dans les zones où les précipitations sont localisées. Toutefois, les différentes zones présentant les plus fortes valeurs d'IWV ne se superposent pas exactement aux spots de précipitations. Cela confirme donc un lien non trivial entre vapeur d'eau et précipitation. Nous avons également délimité les frontières des deux réseaux R1 et R4 en utilisant des bandes blanches. Ainsi, la partie basse du réseau R4 correspond à la partie supérieure du réseau R1. Nous pouvons noter la correspondance entre la distribution des IWV sur ces deux parties communes (à part quelques faibles effets de bord). Toutefois, les IWV ne sont que des valeurs intégrées. L'outil tomographique va nous permettre d'étudier plus en détail la distribution spatiale de la densité de vapeur d'eau. Nous présentons sur la figure 6.10 un exemple de résultat tomographique pour la même heure correspondant à la couche d'altitude de 500m.

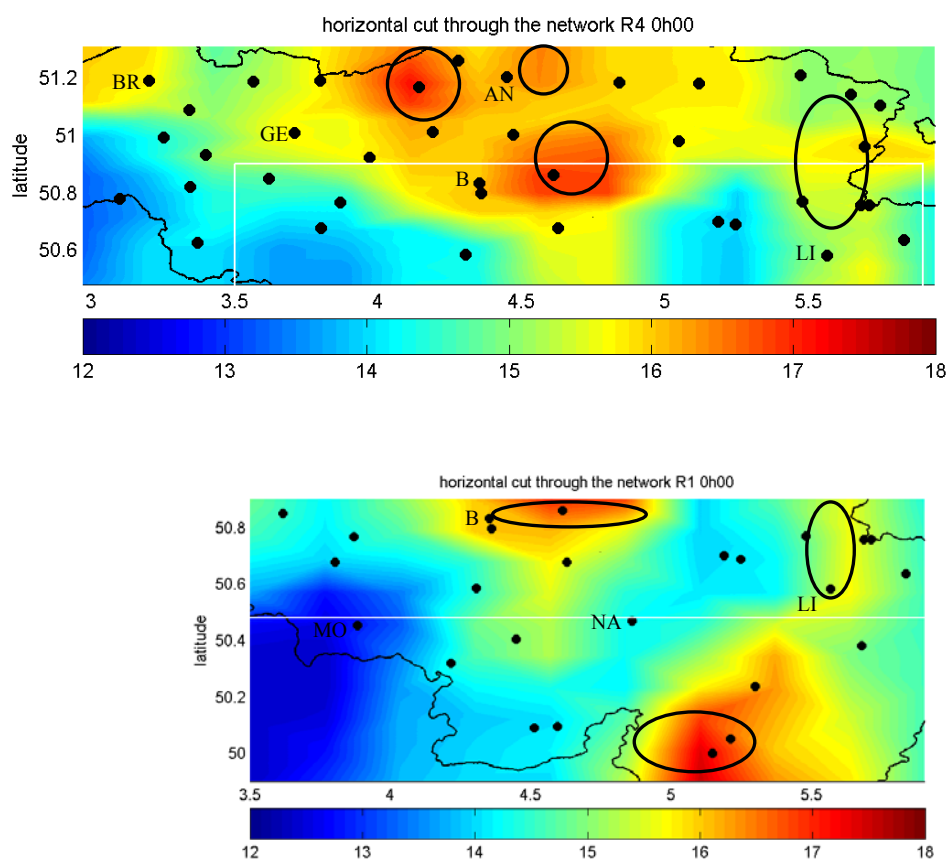


Figure 6.10: Résultats tomographiques pour les coupes d'altitudes à 500m pour les réseaux R4 en haut et R1 en bas. Stations GPS présentées en noir, limite de la superposition des deux réseaux par des lignes blanches. 29 juin. 0h00. Les ellipses noires identifient les zones à fort IWV.

Sur la figure 6.10, nous remarquons que nous retrouvons de nouveau sensiblement la tendance des cartes d'IWV ainsi que des cartes radars. Les différences se situent notamment au niveau des différents spots de vapeur d'eau indiqués par les ellipses noires sur les cartes d'IWV et reportés ici. L'humidité est plus étalée pour les résultats tomographiques que pour les cartes d'IWV. Si nous regardons le réseau R4 en haut, nous remarquons que nous avons une densité de vapeur d'eau relativement forte aux alentours de Liège (LI) à l'endroit où nous retrouvons des précipitations. Toutefois, la zone proche de Bruxelles (B) a également des fortes valeurs d'humidité alors qu'il n'y a aucune cellule dans la région. Il en est de même pour la partie Nord. Les zones à faible densité sont bien localisées dans la partie sud-ouest du réseau, à l'arrière de la perturbation. La distribution de la densité sur la partie Nord du réseau R1 confirme l'observation du réseau R4. Nous retrouvons également une bulle d'humidité localisée à l'Ouest du radar de Wideumont où des précipitations importantes ont lieu. Ces premiers résultats montrent que les zones où l'humidité est la plus forte correspondent à des

lieux sans précipitations. Ces poches d'humidité serviraient donc de réservoir à de futures précipitations sur le secteur.

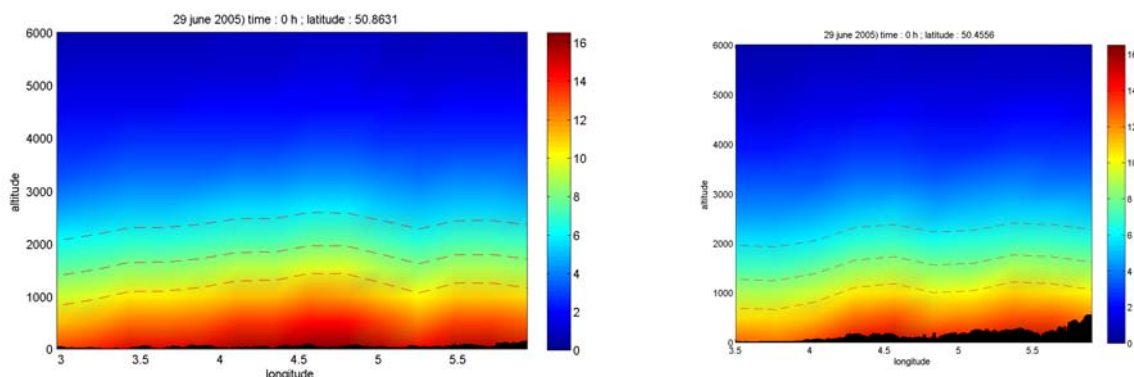


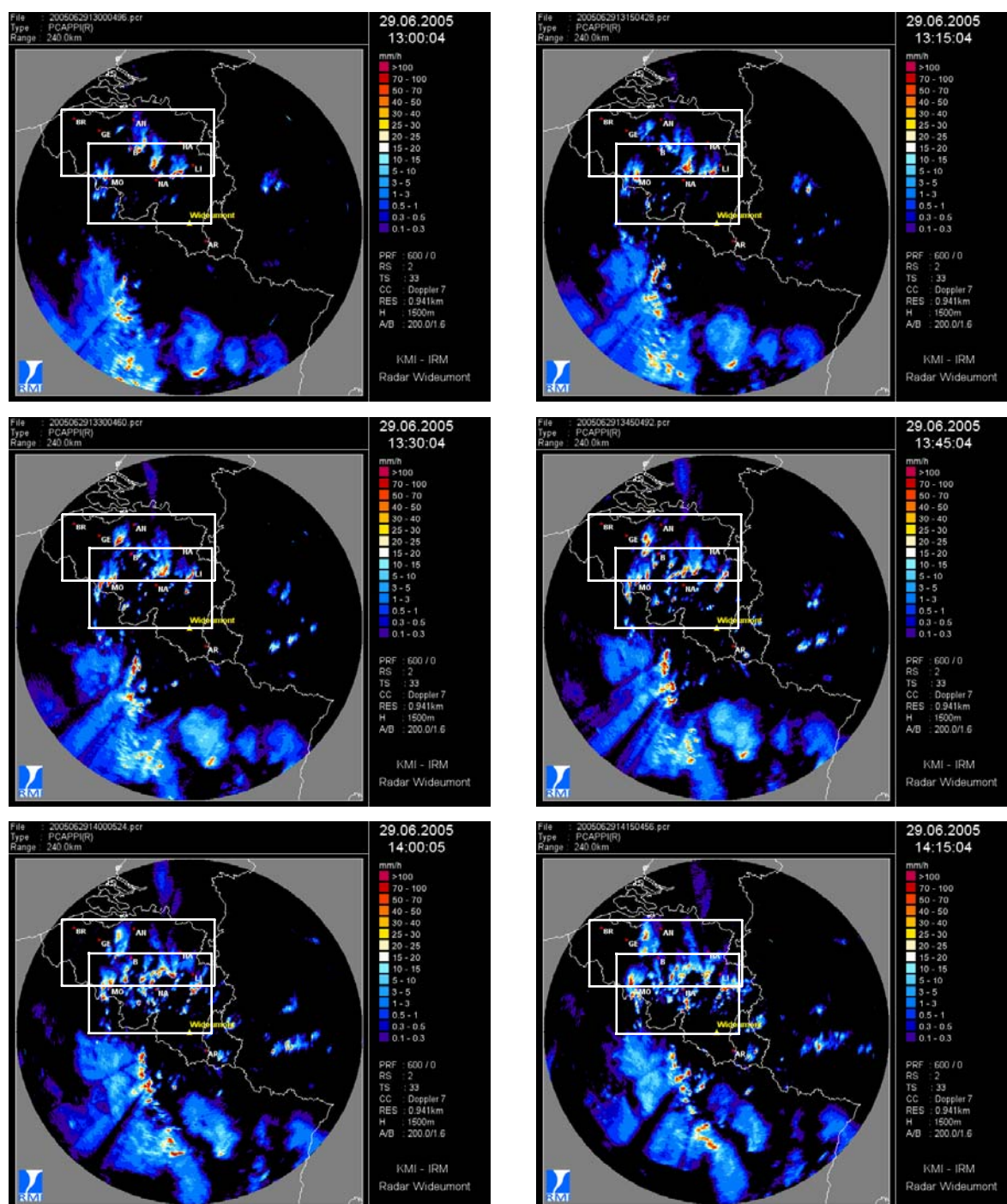
Figure 6.11: Résultats tomographiques pour les coupes Est/Ouest à latitude constante pour les réseaux R4 à gauche et R1 à droite. 29 juin. 0h00. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .

La figure 6.11 présente deux coupes verticales Est-Ouest pour le réseau R4 à gauche et R1 à droite. Nous avons également représenté en lignes pointillées rouges les isolignes à 6  $\text{g/m}^3$ , 8  $\text{g/m}^3$  et 10  $\text{g/m}^3$ . Nous avons choisi de ne montrer que deux coupes à latitude constante passant au centre des réseaux puisque les réseaux sont orientés Est-Ouest. Concernant ce cas, nous pouvons remarquer la répartition verticale importante pour les deux réseaux en comparaison aux résultats trouvés dans le cas de la campagne OHMCV. Les densités de vapeur d'eau sont de l'ordre de 10  $\text{g/m}^3$  à 11  $\text{g/m}^3$  à plus de 1000m pour le réseau R4 et d'environ 8  $\text{g/m}^3$  à 9  $\text{g/m}^3$  pour les mêmes altitudes sur le réseau R1. Ces valeurs correspondent à une atmosphère saturée d'humidité lors de cet évènement dont la structure est homogène. Nous verrons dans le cas suivant (quelques heures après) que cette humidité déjà présente sur le réseau semble jouer un rôle dans la formation et l'apport d'humidité pour les cellules précipitantes.

Après ce premier cas d'IWV élevé mais stable au début de journée, le deuxième cas concerne trois différents pics d'IWV correspondant à de fortes cellules de précipitations très localisées. Ces dernières commencent à apparaître aux alentours de 10h pour le réseau R4 et vers 11h30 pour le réseau R1. Ces cellules apparaissent, se déplacent et disparaissent assez rapidement. Afin de ne pas surcharger de graphiques ce paragraphe, nous allons seulement présenter les épisodes allant de 13h à 14 h45 par pas de 15 minutes. De plus, nous présenterons uniquement les images radars globales (Figure 6.12) et non celles correspondant



aux différents réseaux utilisés. Ci-dessous (Figure 6.14), nous retrouvons donc les 8 figures représentant la vue générale de la Belgique.



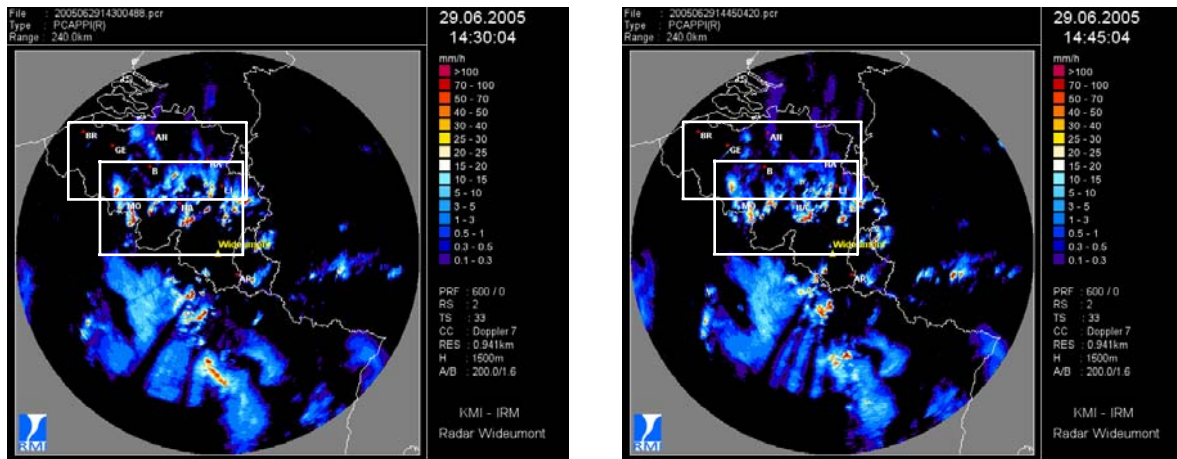
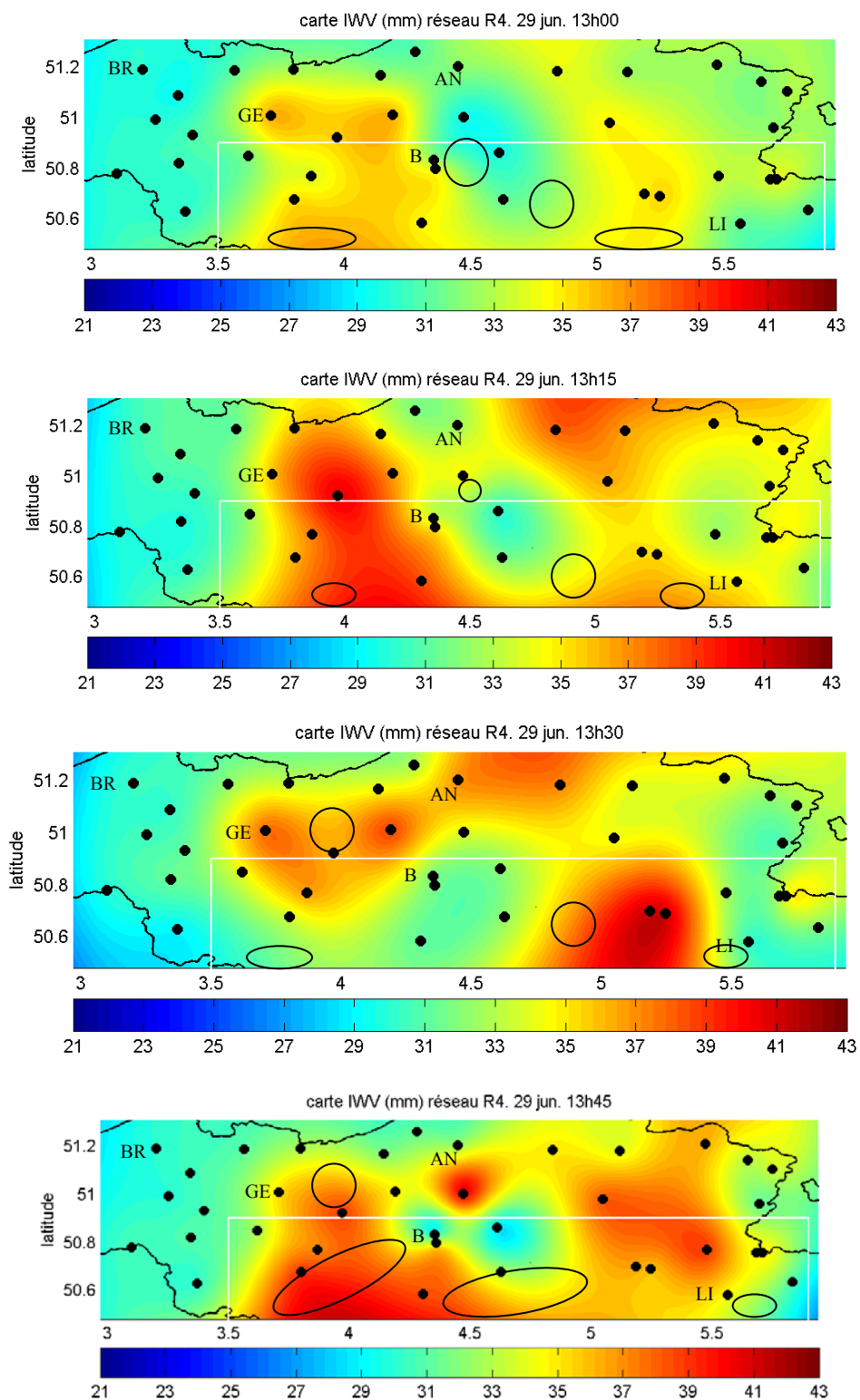


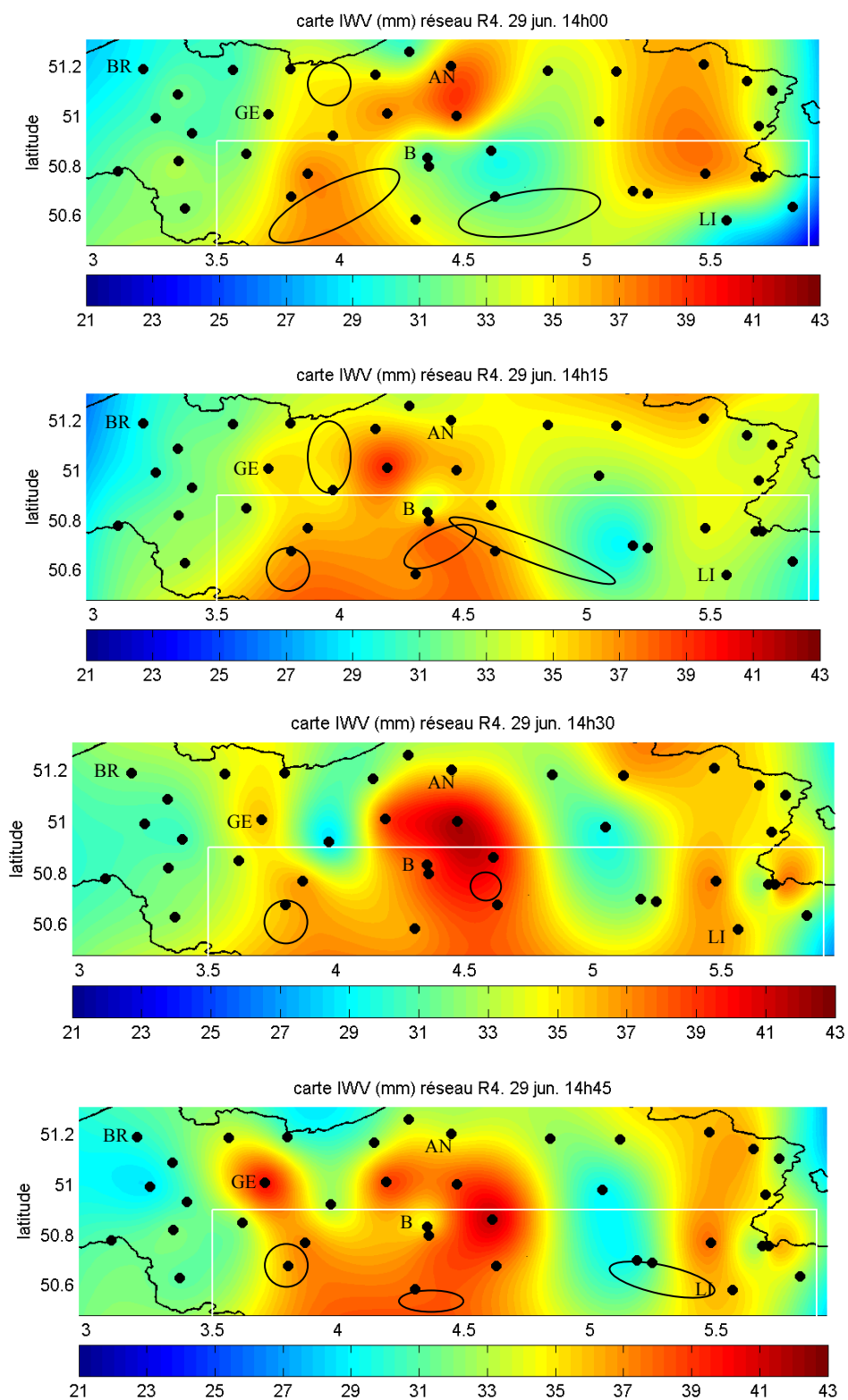
Figure 6.12: Cartes générales du radar de Wideumont le 29 juin de 13h à 14h45. Les réseaux R1 et R4 sont représentés en blanc.

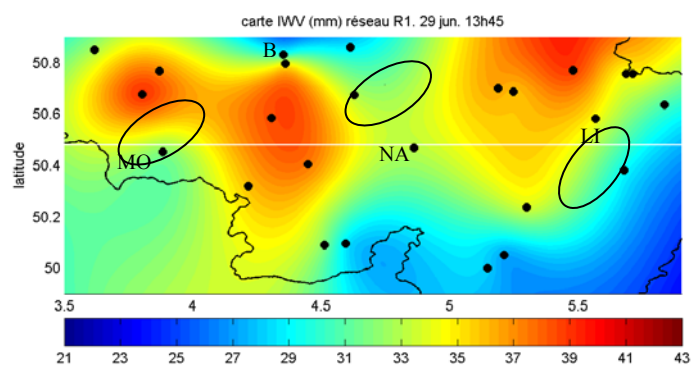
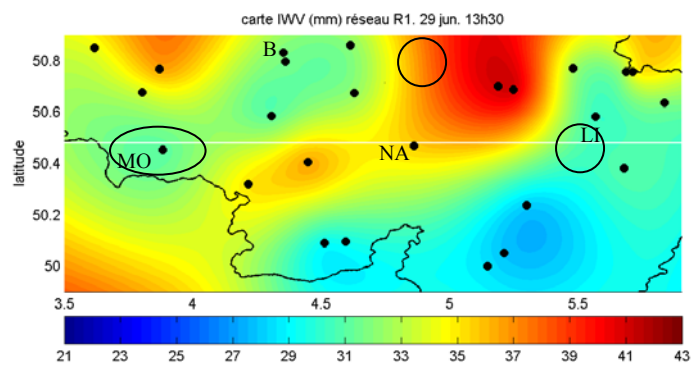
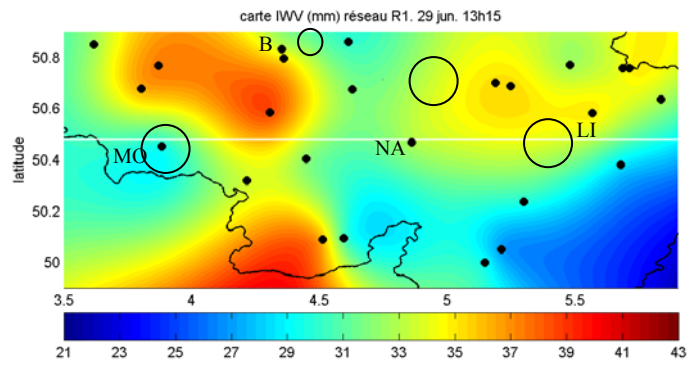
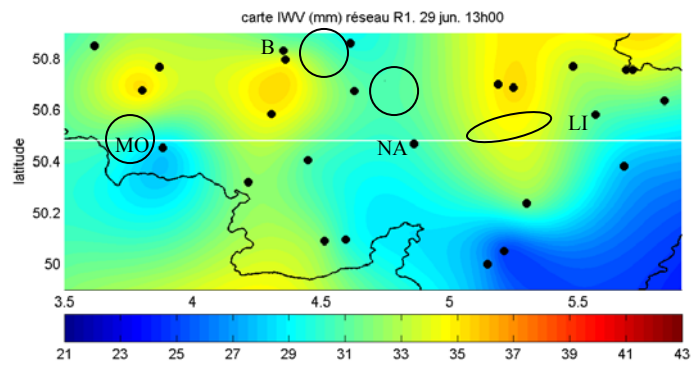
La disposition de ces cellules est intéressante puisqu'elles apparaissent à l'ouest du pays et se déplacent vers le Sud-Est en effectuant une légère rotation. Ce déplacement empêche la zone de précipitations se situant sur la France de pénétrer dans le pays. Une fois que ces cellules disparaîtront aux alentours de 18h, cette masse pluvieuse entrera à son tour sur la Belgique donnant lieu aux derniers pics d'IWV observés en fin de journée.

Les 16 graphes de la figure 6.13 correspondent aux cartes 2D d'IWV pour la période considérée. Nous retrouvons l'ordre d'affichage des cartes de réflectivité radar à savoir de 13h en haut à 14h45 en bas. Les 8 premiers graphiques correspondent au réseau R4 tandis que les 8 derniers correspondent au réseau R1. Afin de visualiser au mieux les précipitations enregistrées par le radar de Wideumont, nous avons marqué les emplacements correspondant aux plus fortes cellules au moyen de repères noirs sur l'ensemble de nos résultats.









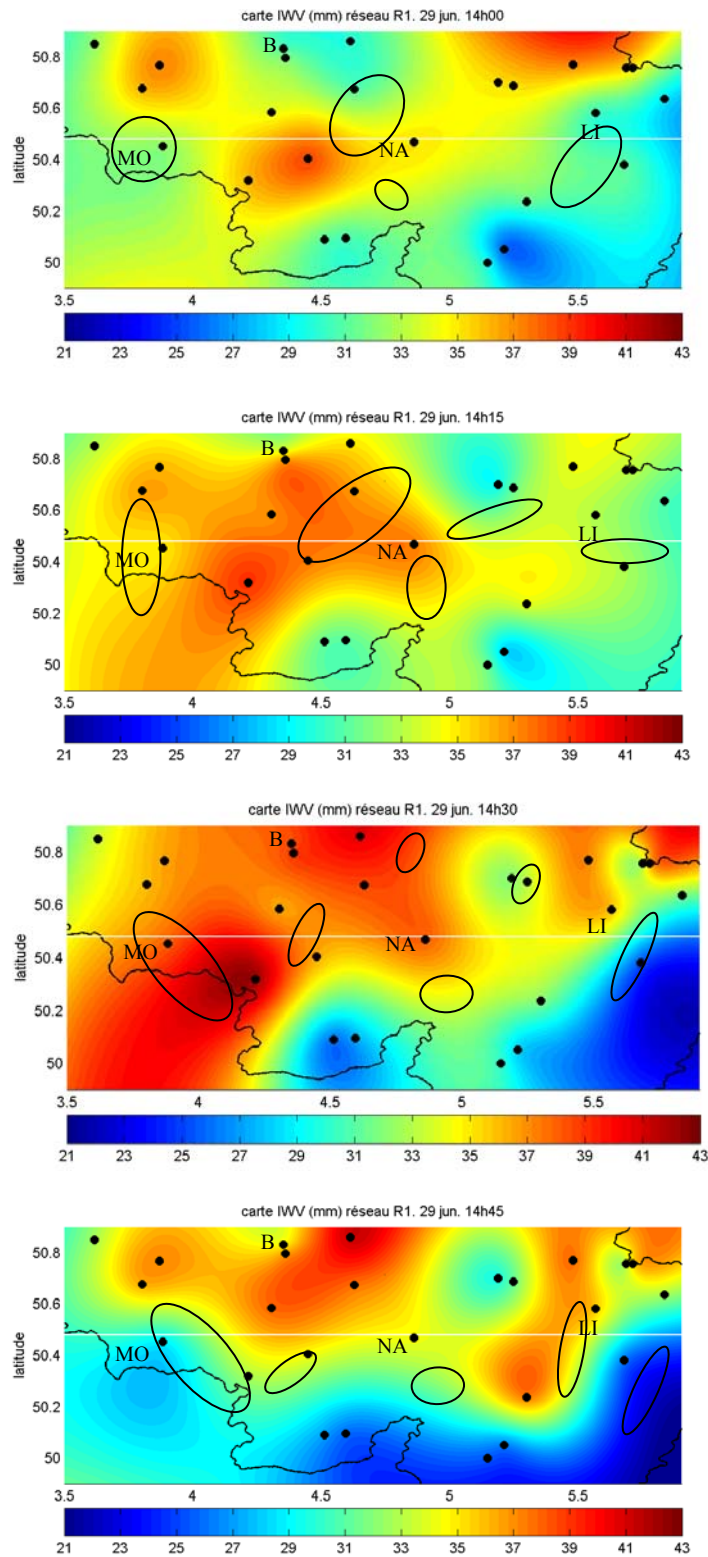
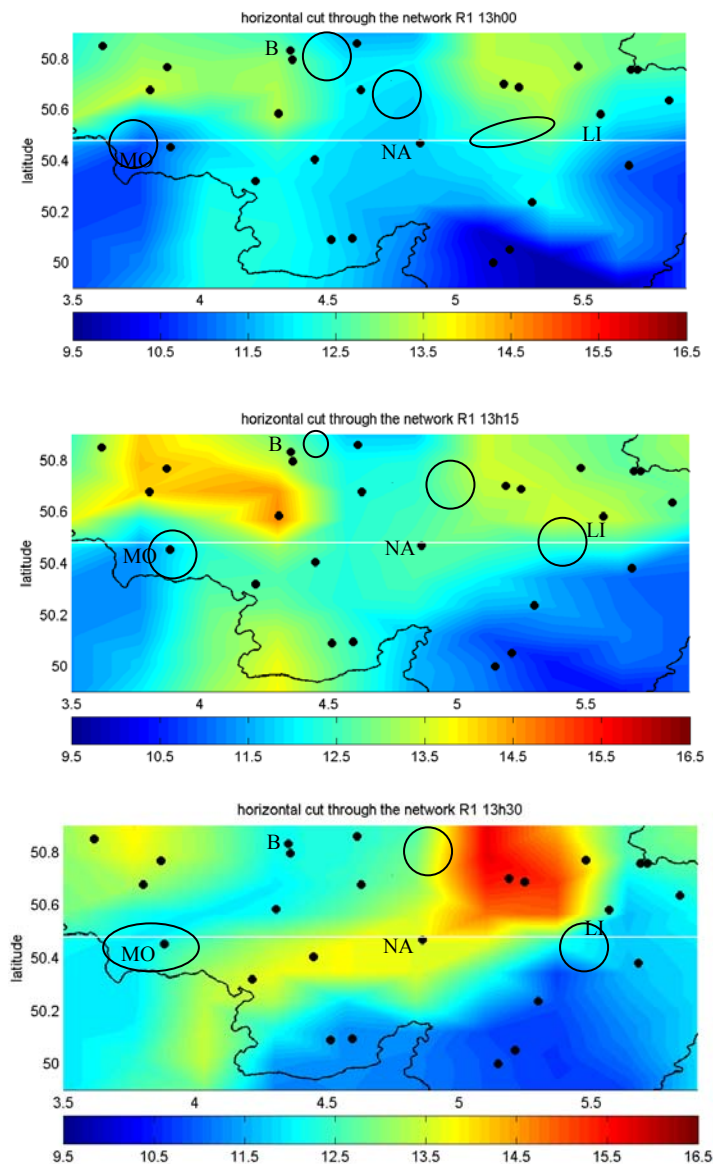


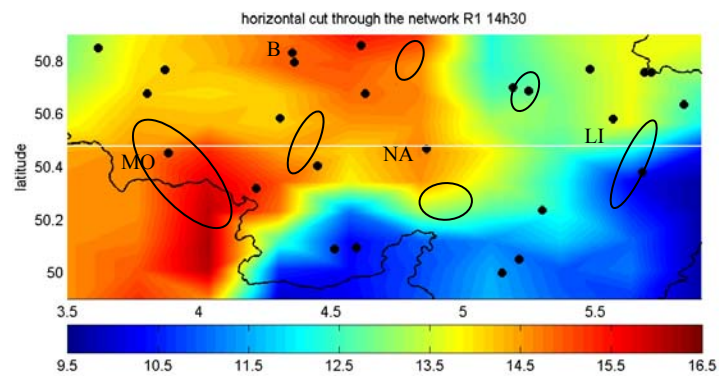
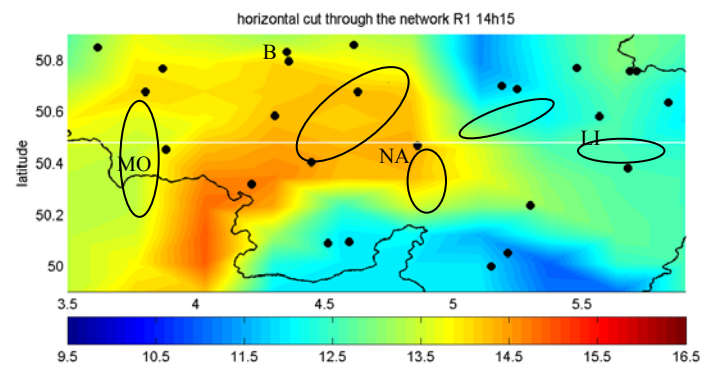
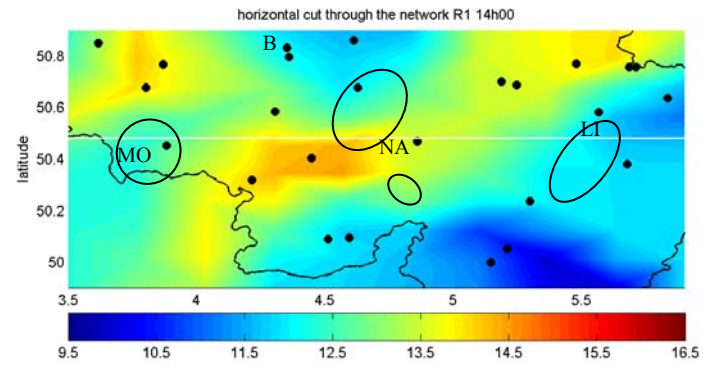
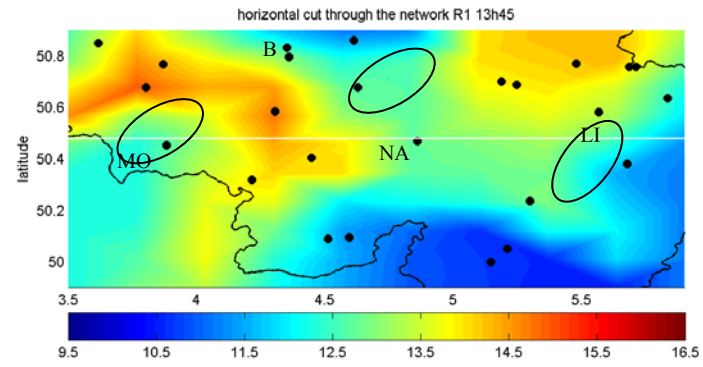
Figure 6.13: Cartes 2D d'IWV pour le réseau R4 (8 premiers) et R1 (8 derniers). Stations GPS présentées en noir, limite de la superposition des deux réseaux par des lignes blanches. 29 juin. 13h- >14h45. Les ellipses noires identifient les zones de fortes précipitations.

Contrairement au premier cas présenté, nous remarquons cette fois-ci une distribution de la vapeur d'eau intégrée très chaotique. Si les premiers graphiques montraient des valeurs d'IWV relativement homogènes sur l'ensemble du domaine, ce n'est pas le cas ici. Nous remarquons des poches d'humidité à travers tout le réseau suivant les échéances données. La comparaison entre les zones de précipitations indiquées en noirs et les poches d'IWV montre que la plupart des pluies ont lieux a proximité des zones d'IWV élevés. Cette tendance sera confirmée par les résultats tomographiques.

Les résultats tomographiques concernant ce deuxième cas sont présentés sur la figure 6.14 sous forme de 8 graphes correspondant aux épisodes précédents pour des coupes d'altitude à 500m au dessus du réseau R1.







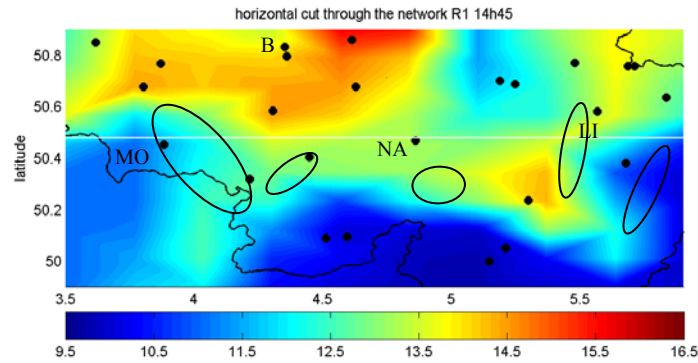


Figure 6.14: Résultats tomographiques pour les coupes d'altitudes à 500m pour le réseau R1. Stations GPS présentées en noir, limite de la superposition des deux réseaux par des lignes blanches. 29 juin. 13h->14h45. Les ellipses noires identifient les zones de fortes précipitations.

Par rapport aux IWV, nous remarquons que la densité de vapeur d'eau est légèrement plus lisse. En effet, si pour les cartes d'IWV nous avons des bulles d'humidité assez bien définies, elles sont plus floues dans la tomographie. A noter également l'effet de bord non négligeable que nous pouvons observer à 14h30 dans la région sud-ouest. Cette forte valeur de la densité de vapeur s'explique simplement par le fait que des valeurs élevées se situaient au niveau des deux stations proches. Le logiciel a ensuite interpolé ces valeurs dans la partie sud où aucune autre donnée n'était présente. Néanmoins, malgré l'effet présent sur cette figure, les résultats restent bons sur la plus grande partie du domaine.

Comparativement aux données radars, nous pouvons tendre vers cette conclusion qualitative : il semblerait que les bulles de densité de vapeur d'eau correspondent aux endroits où il n'y a pas encore de précipitations. Les zones de fortes pluies drainant l'humidité au sol. De plus, ces bulles semblent jouer le rôle de réservoir de ces précipitations. En effet, nous observons au fil du temps un déplacement des spots de pluies aux endroits où la densité de vapeur d'eau est la plus forte. Les différents spots d'humidité semblent exister jusqu'à assèchement de ces masses d'air par les pluies.

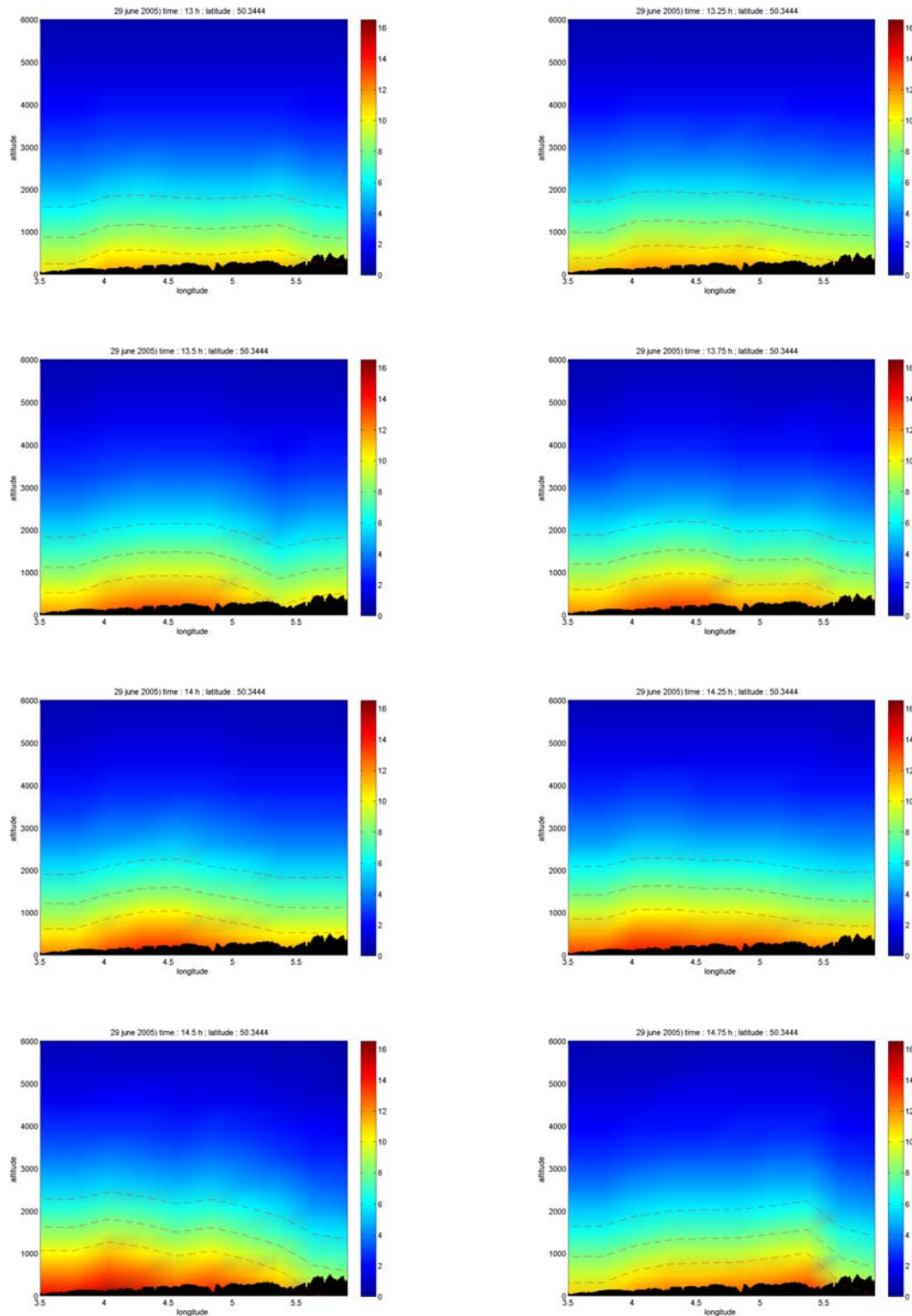


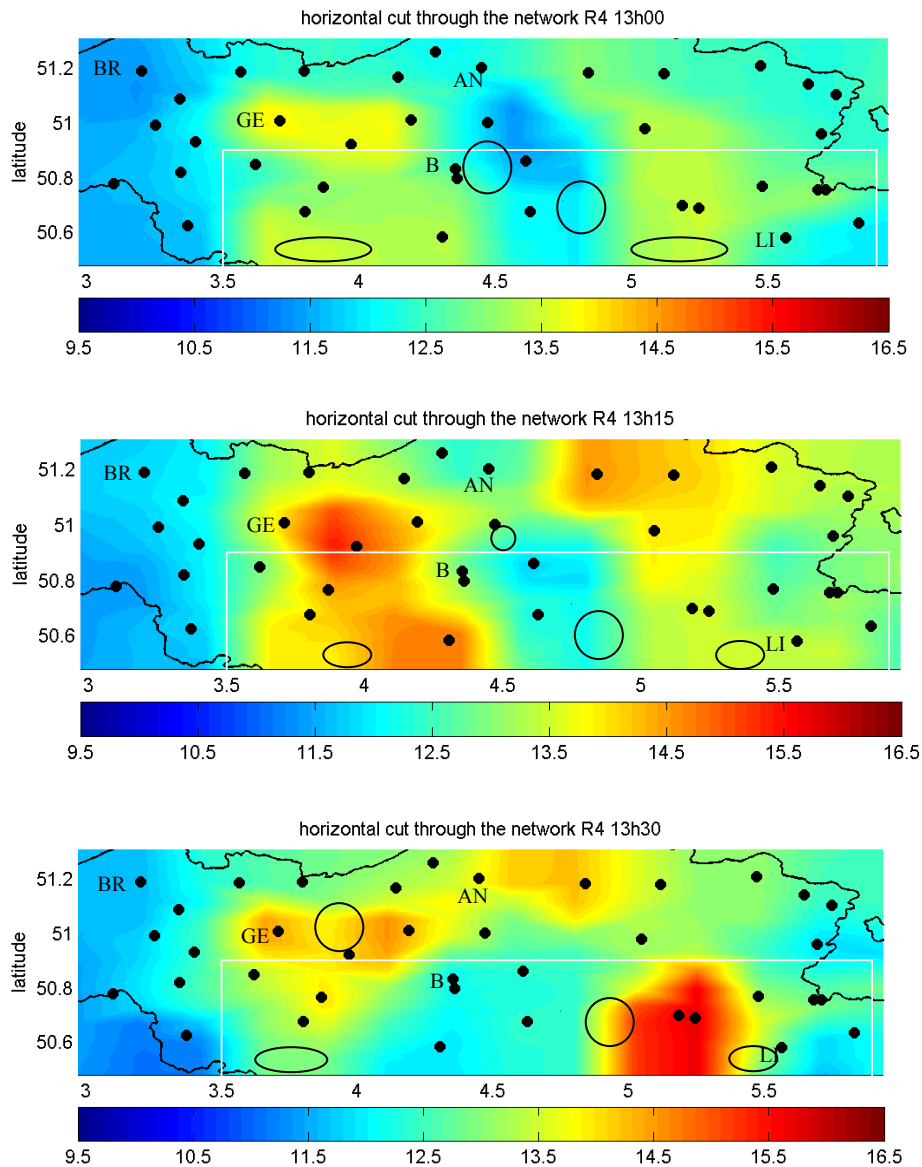
Figure 6.15: Résultats tomographiques pour les coupes à latitude constante pour le réseau R1. 29 juin. 13h->14h45. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .

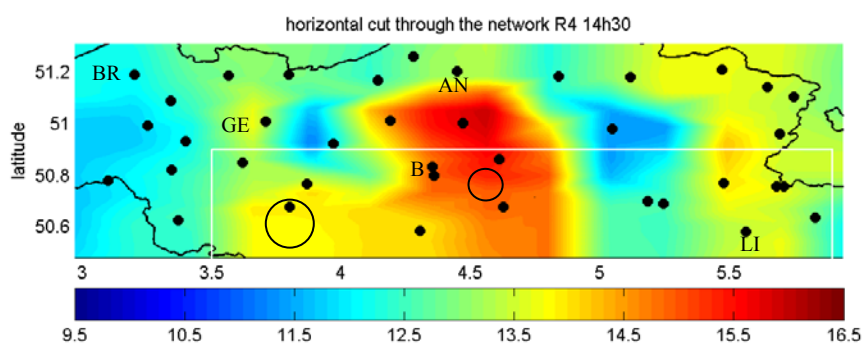
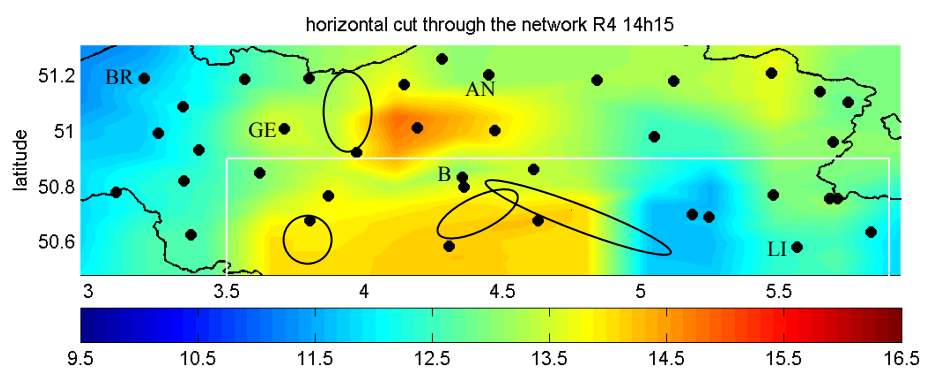
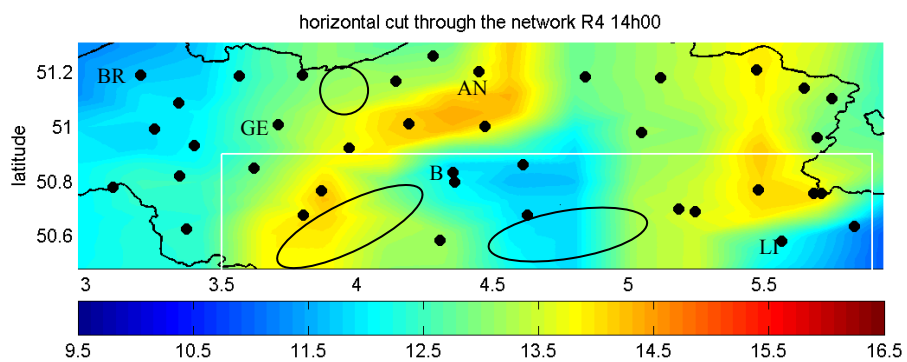
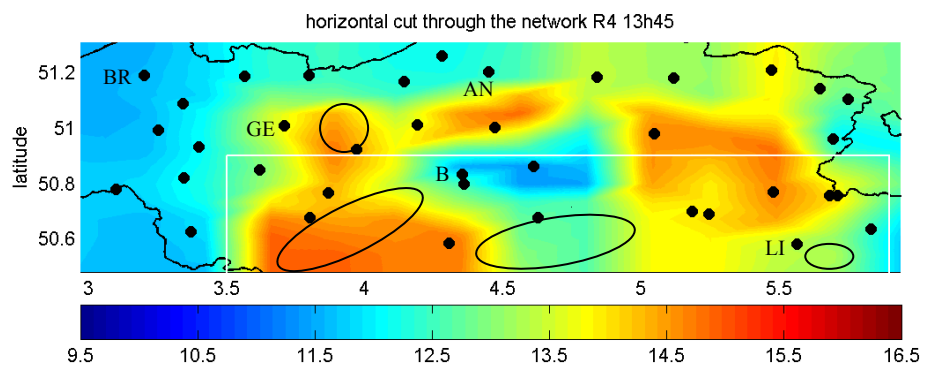
Les coupes verticales à latitude constante (coupe Est/Ouest) sur le réseau R1 présentées sur la figure 6.15 montrent effectivement la formation, l'évolution, le déplacement et la



disparition d'une bulle d'humidité localisé aux alentours des longitudes 4.2° à 4.5°. Par rapport au cas précédent, nous remarquons que la vapeur d'eau présente une structure verticale beaucoup moins importante hormis pour la bulle précédemment citée.

Sur la figure 6.16 nous présentons les résultats tomographiques sous forme de coupes horizontales à 500m pour la même période concernant cette fois le réseau R4 plus au Nord.





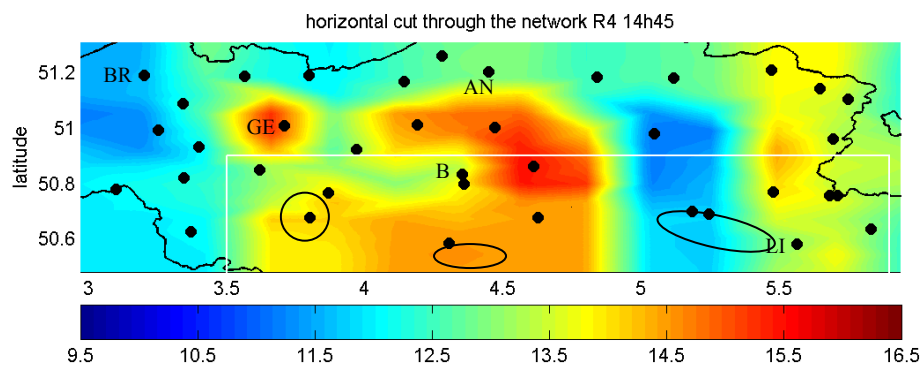


Figure 6.16: Résultats tomographiques pour les coupes d'altitudes à 500m pour le réseau R4. Stations GPS présentées en noir, limite de la superposition des deux réseaux par des lignes blanches. 29 juin. 13h->14h45. Les ellipses noires identifient les zones de fortes précipitations.

Comme dans le cas de la tomographie sur le réseau R1, nous avons également des bulles de densité de vapeur d'eau élevée qui jalonnent le réseau. Les différents spots de précipitations (marqués en noir) sont également localisés dans la plupart des cas aux endroits où il n'y a pas ou plus de bulles d'humidité. Leurs formations et déplacement semblent être conditionnés par ces bulles. A titre de remarque, nous constatons également qu'il y a peu d'effets de bords notables puisque ce réseau est très bien conditionné dans son ensemble.

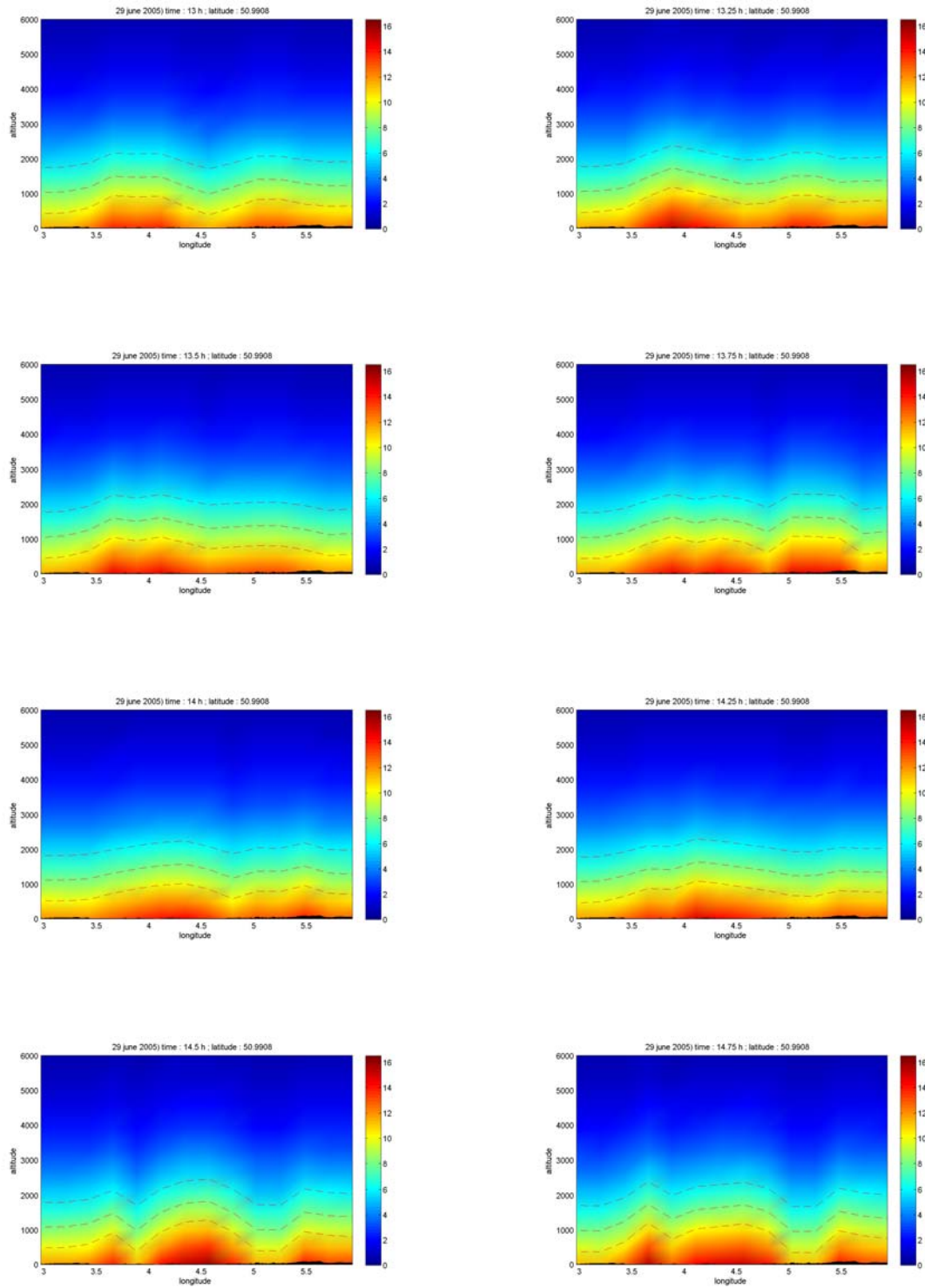


Figure 6.17: Résultats tomographiques pour les coupes à latitude constante pour le réseau R4. 29 juin. 13h->14h45. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6 g/m<sup>3</sup>.

Concernant les coupes verticales Est/Ouest pour le réseau R4 (Figure 6.17), nous constatons que les résultats sont similaires au réseau R1. Nous voyons clairement le

changement qui s'opère au niveau de la distribution de l'humidité au fur et à mesure que les cellules pluvieuses passent sur le réseau. Lorsque les cellules précipitantes se forment, nous constatons une augmentation de l'humidité couplée à une extension verticale. De plus, comme le réseau R4 est sensiblement plus long que R1 (de l'ordre de 25%), nous voyons plusieurs bulles d'humidité suivant les époques considérées.

Le troisième et dernier cas que nous pouvons étudier concernant l'épisode du 29 juin intervient en fin de journée. Aux alentours de 16h15, nous avons la jonction des cellules pluvieuses avec la bande de précipitations venant de sud, suivie en fin de journée par l'évacuation complète des précipitations vers le nord. Les deux figures 6.18 illustrent ces deux instants.

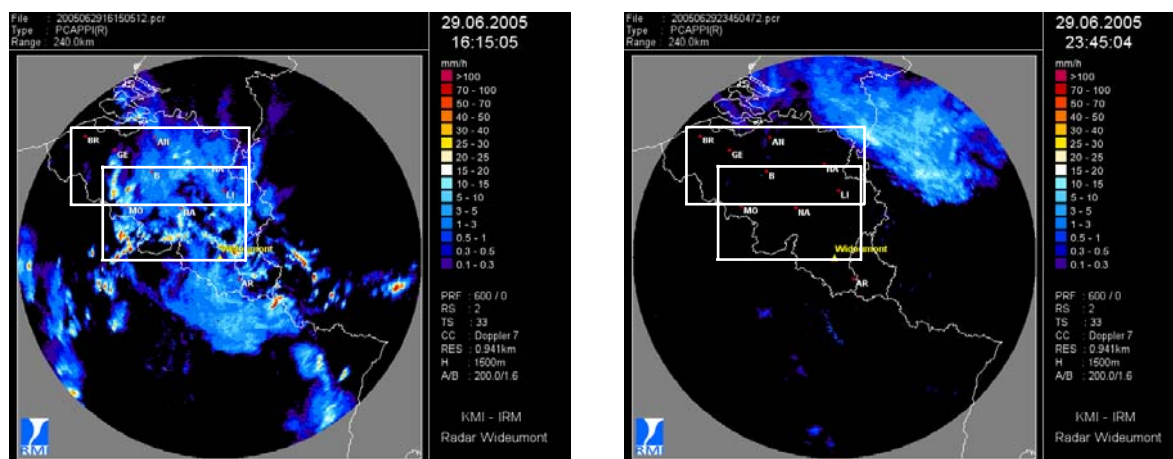


Figure 6.18: Cartes générales du radar de Wideumont le 29 juin à 16h15 et 23h45.

La carte 6.18 de gauche correspond à la fusion des systèmes précipitants alors que celle de droite correspond à la fin de l'épisode pluvieux se décalant vers les Pays-Bas. Comme précédemment, nous présenterons ci-dessous les résultats relatifs au réseau R4 et R1.

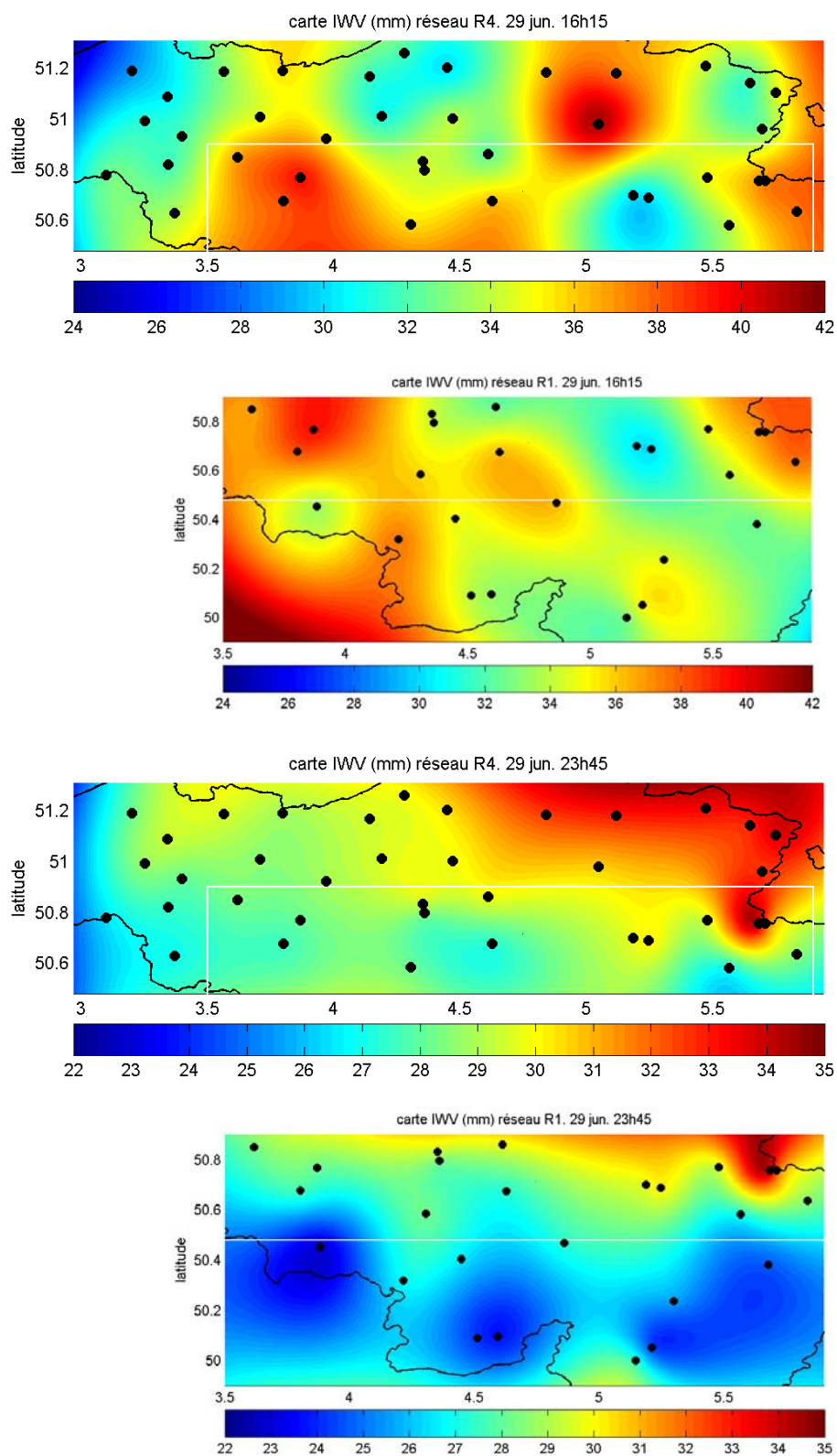


Figure 6.19: Carte 2D d'IWV pour les réseaux R4 et R1. Stations GPS présentées en noir. 29 juin. 16h15 et 23h45.

Sur la figure 6.19, nous retrouvons les cartes 2D de la vapeur d'eau intégrée. Nous remarquons à 16h15 une distribution d'humidité avec des valeurs de densité assez élevées possédant encore des spots à travers le réseau. En revanche, à 23h45, nous retrouvons une distribution plutôt homogène et faible mise à part la partie Nord-Est où la perturbation s'est évacuée. Les résultats tomographiques (coupes horizontales et verticales) présentés sur les figures 6.20 et 6.21 confirment cette tendance.



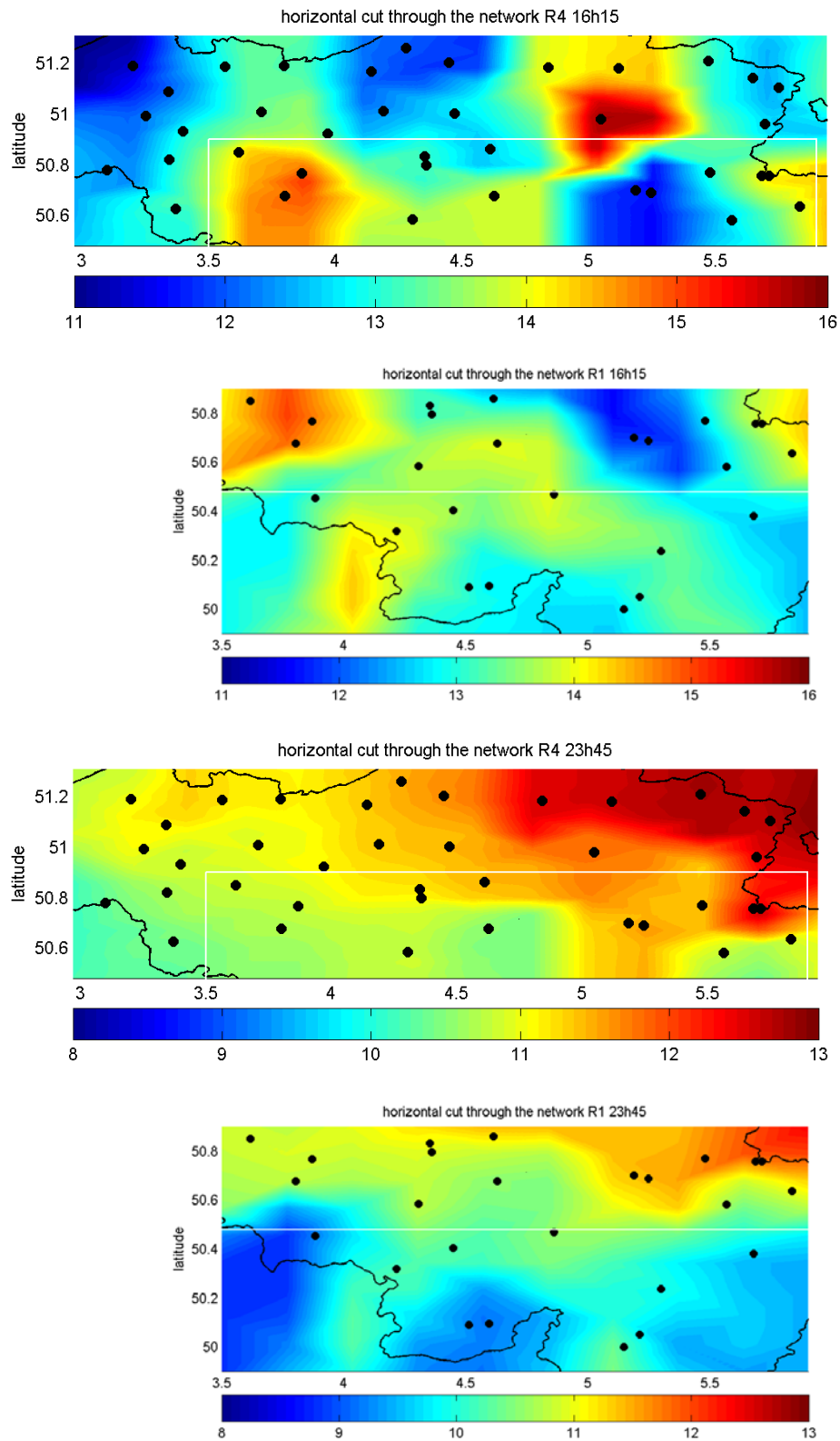


Figure 6.20: Résultats tomographiques pour les coupes d'altitudes à 500m pour le réseau. Stations GPS présentées en noir, limite de la superposition des deux réseaux par des lignes blanches. 29 juin. 16h15 et 23h45.



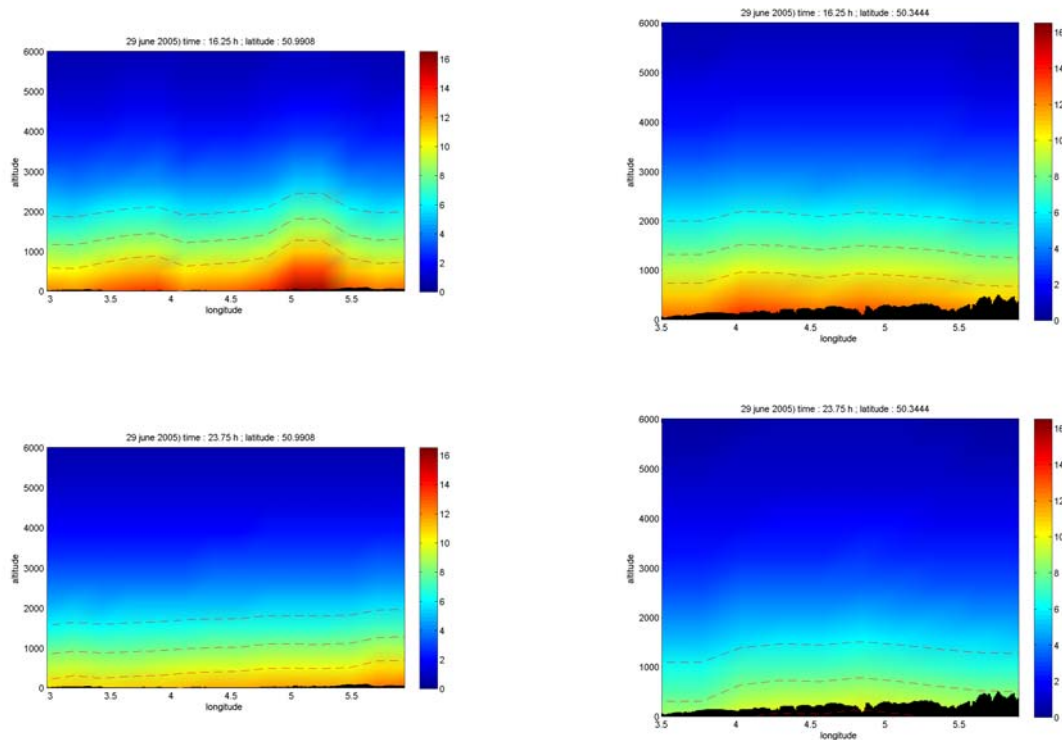


Figure 6.21: Résultats tomographiques pour les coupes à latitude constante pour les réseaux R4 et R1. 29 juin. 16h15 et 23h45. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6 g/m<sup>3</sup>.

Nous retrouvons bien un système encore assez mouvementé à 16h15 avec deux régions distinctes où la densité de vapeur d'eau est plus forte. Le résultat de 23h45 nous montre en revanche une atmosphère plus sèche après le passage de la perturbation. Encore une fois, nous avons des valeurs de densités de vapeurs d'eau un peu plus élevées au Nord-Est, rendant compte de l'évacuation du système pluvieux. Il est d'ailleurs intéressant de noter qu'à cette heure-ci le système est déjà situé sur les Pays-Bas. Concernant les deux coupes verticales, nous pouvons également noter cet assèchement. Alors que les coupes du haut à 16h15 présentent encore des valeurs importantes d'humidité avec des bulles identifiables, celles du bas à 23h45 nous montre une atmosphère plus sèche et stratiforme. Les fortes cellules orageuses qui ont traversée le pays d'Ouest en Est ont entraînées l'humidité au sol et se sont évacuées au Nord-Est.

Au regard de ce cas, nous pouvons conclure qu'il a été très intéressant de l'étudier puisqu'il fait intervenir des distributions atmosphériques complètement différentes sur l'ensemble de la journée. Nous avons pu voir que le logiciel réagissait bien à une atmosphère très perturbée et était capable de retrouver des spots de densité de vapeur d'eau avec une

résolution semblable à ce que nous avons pu observer avec le radar. Il resterait à analyser de manière quantitative ces données afin de réellement comprendre le rôle de la vapeur d'eau dans la formation ou le maintien de ces phénomènes précipitants. Ainsi, il serait possible de discerner si la dynamique des structures de vapeur d'eau correspond à l'évolution des structures précipitantes, si ces bulles d'humidité remplissent le rôle de réservoir servant à alimenter les précipitations ou à favoriser leurs développements, ou encore si les précipitations engendrent des assèchements de l'atmosphère environnante.

**c. Cas du 19 Octobre 2005**

Le deuxième cas que nous avons étudié s'est déroulé le 19 octobre de la même année. Cette fois ci, nous sommes en présence d'un cas très stratiforme de faibles précipitations. En effet, les données du radar de Wideumont nous confirment d'après le taux de précipitation qu'il s'agit plutôt de bruine. En effet, dans ce cas-ci, nous n'avons aucune formation de zones à fortes précipitations. Nous sommes simplement en présence d'un front traversant le pays la nuit et finissant au petit matin. Ce front traversera complètement le pays du Sud-Ouest au Nord-Est avant de s'éloigner en direction de l'Allemagne en se déplaçant à l'Est.

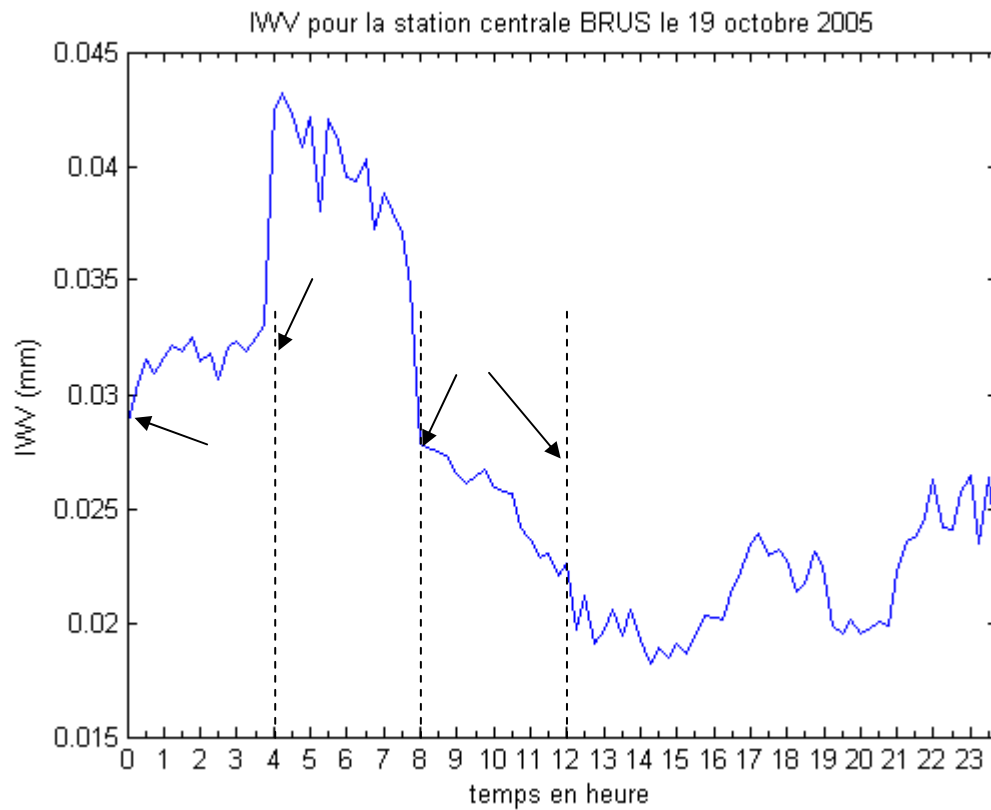


Figure 6.22: Série temporelle d' IWV de la station BRUS le 19 octobre 2005.

La série temporelle des IWV (Figure 6.22) de la station BRUS située au centre du réseau R4 (50.80° de latitude et 4.36° de longitude) présente des valeurs maximales comparables au cas précédent avec toutefois une valeur moyenne plus faible (autour de 32 mm). Cette série temporelle montre que nous avons le passage d'un épisode pluvieux sur le réseau entre 4h et 8h le 19 octobre. Nous étudierons ce cas entre 0h et 12h en présentant des cartes à 4h d'intervalle afin de bien suivre l'événement pluvieux.

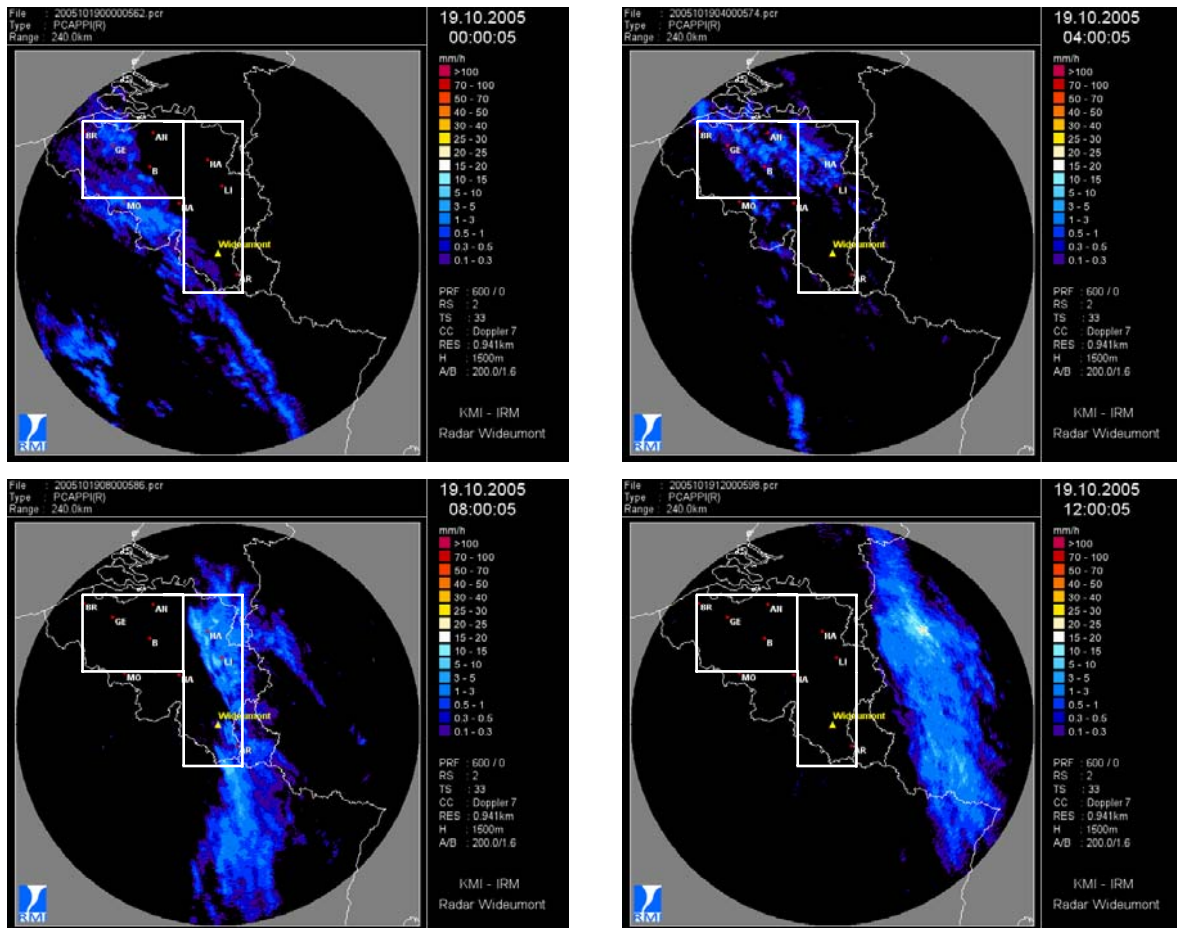


Figure 6.23: Cartes générales du radar de Wideumont le 19 octobre de 0h00 à 12h00.

Sur les cartes radar présentées sur la figure 6.23, nous voyons clairement que nous sommes en présence d'un front uniforme qui se propage d'Ouest en Est. Nous pouvons noter également que le front a tendance à se désagréger un peu aux alentours de 4-5h avant de s'intensifier à nouveau à mesure qu'il se décale en Allemagne.

Pour étudier ce cas, nous avons cette fois-ci fait appel aux réseaux R3 et R6. En effet, le premier étant situé à l'ouest du pays, il sera le plus à même de rendre compte de la pénétration initiale de cette perturbation en Belgique. Le réseau R6 a ensuite été utilisé afin de comprendre le phénomène observé par radar pour les horaires 8h et 12h puisque nous avons cette fois-ci une orientation quasiment Nord-Sud de la perturbation.

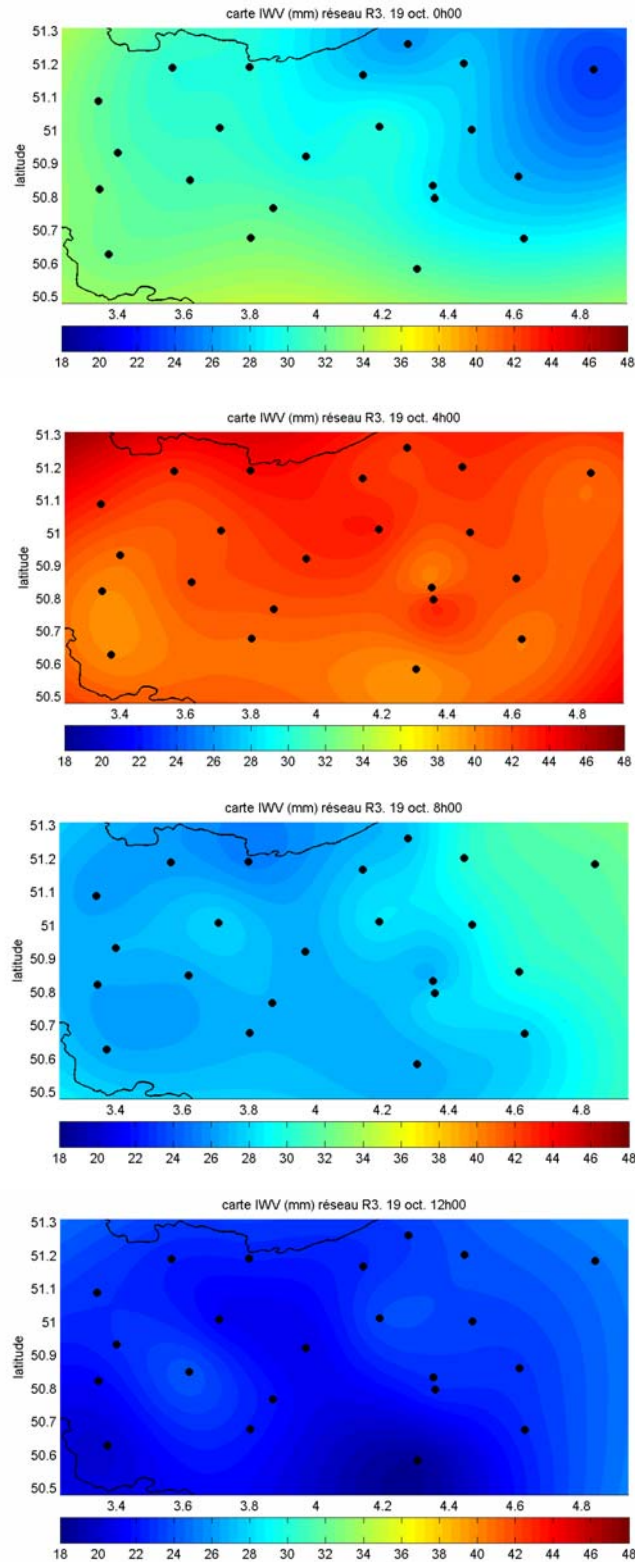


Figure 6.24: Carte 2D d'IWV pour le réseau R3. Stations GPS présentées en noir. 19 octobre. 0h- >12h.

Les cartes de la figure 6.24 représentent les cartes 2D des IWV toutes les 4 heures pour le réseau R3. Sur le premier graphique correspondant à 0h, nous voyons apparaître de

l'humidité au Sud-Ouest du réseau alors que la partie Nord-Est est encore relativement sèche. 4h plus tard nous voyons que l'humidité a pénétré sur tout le domaine en accord avec les précipitations radars. Même si le front semble se désagréger un peu pendant cette période, il n'en reste pas moins vrai que la plupart des précipitations sont à l'intérieur du réseau R3. A 8h, nous remarquons que l'humidité s'évacue par l'Est. Enfin, la dernière carte (12h) nous montre une atmosphère relativement sèche après le passage du front.

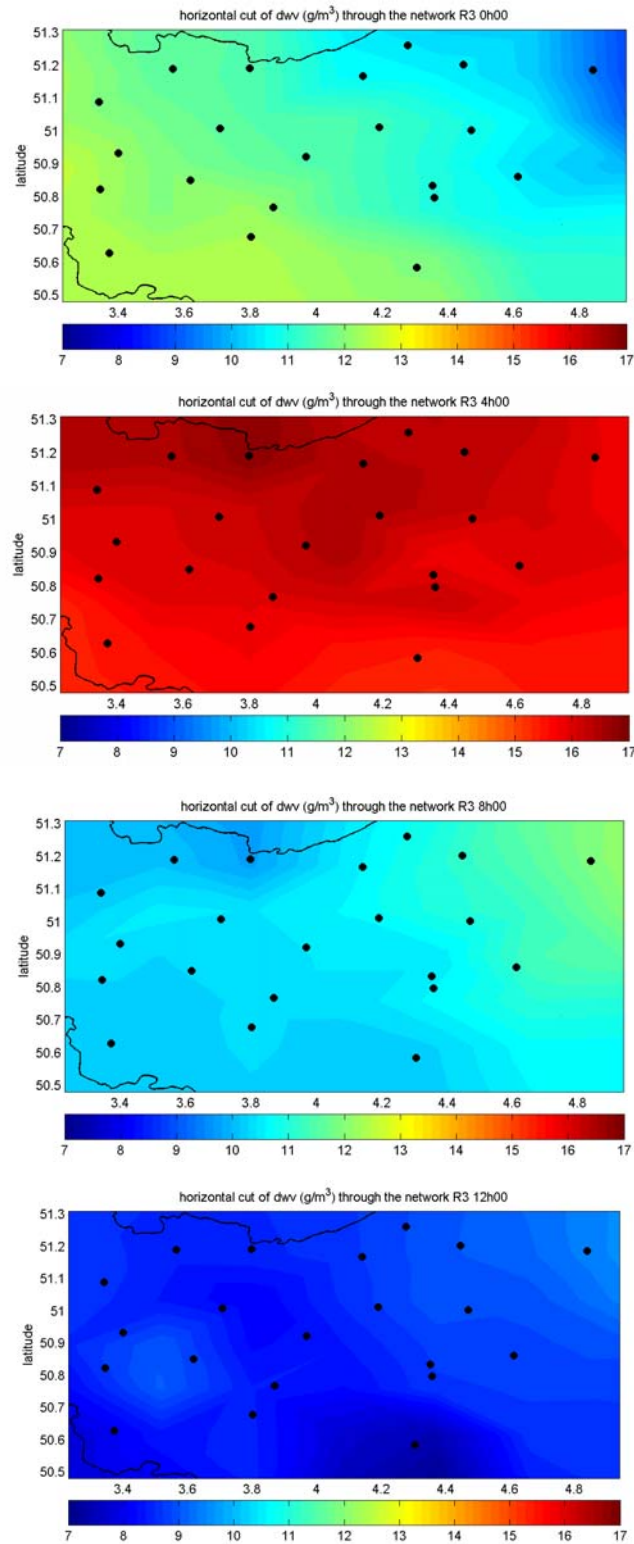


Figure 6.25: Résultats tomographiques pour les coupes d'altitudes à 500m pour le réseau R3. Stations GPS présentées en noir. 19 octobre. 0h->12h.

Au niveau de la tomographie, nous observons la même répartition de la densité de vapeur d'eau que sur les cartes 2D d'IWV. Lorsque l'on regarde les figures 6.25, nous

remarquons une augmentation de la densité par le Sud-Ouest arrivant avec le front. A 4h, alors que la perturbation passe au dessus de notre réseau, nous avons une augmentation importante de la densité entraînant probablement une saturation de l'atmosphère. Le front s'évacue ensuite par l'Est à 8h avant de retrouver une atmosphère complètement sèche à 12h lorsque la perturbation a quitté le pays. Comparativement au cas précédent, nous avons une humidité qui semble se déplacer avec la zone de précipitations. Le taux de précipitations enregistré par le radar nous montre qu'il doit s'agir d'une faible pluie ou bruine. Dans ce cas, l'atmosphère se sature en humidité au passage de la perturbation. Il n'est plus question dans ce cas de réservoirs d'humidité décalés qui alimentent les cellules de précipitation qui se trouvent à des endroits plus secs (ou desséchés) ou d'humidité entraînée au sol avec les précipitations.

Nous allons également présenter des coupes verticales de densités de vapeur d'eau à travers les différents réseaux. Ci-dessous, nous retrouvons la configuration du réseau R3. Nous avons ajouté trois traits pointillés schématisant les coupes verticales que nous avons étudiées.

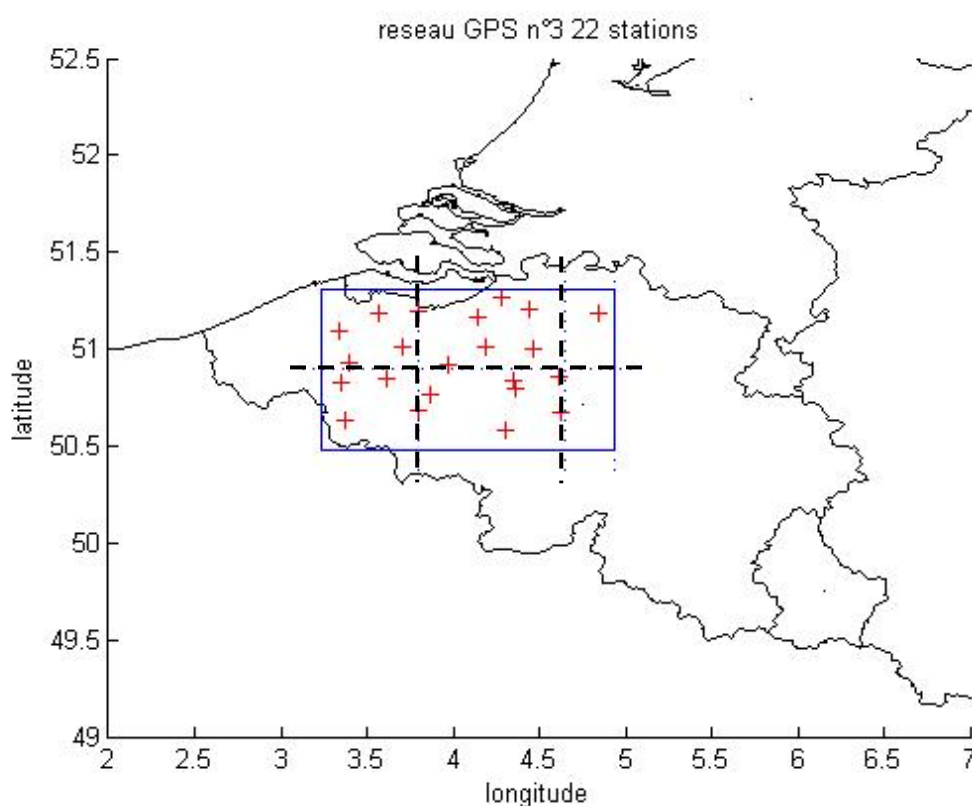


Figure 6.26: Localisation des différentes coupes tomographiques verticales pour le réseau R3. Station GPS en rouge. Limite du réseau en bleu.



Pour la journée du 19 octobre, nous avons choisi 2 coupes verticales à longitude constante (Nord/Sud) et 1 coupe verticale transverse à latitude constante (Est/Ouest). Suivant les phénomènes à observer, nous ne présenterons que certaines coupes représentatives.

Sur la figure 6.27, nous observons la densité de vapeur d'eau lorsque la perturbation entre dans le réseau R3 à 0h. La première coupe Nord/Sud correspond à une longitude constante égale à  $3.8^\circ$ . La deuxième correspond à une longitude égale à  $4.655^\circ$  et la troisième à la coupe transverse Est/Ouest passant par une latitude de  $50.895^\circ$ .

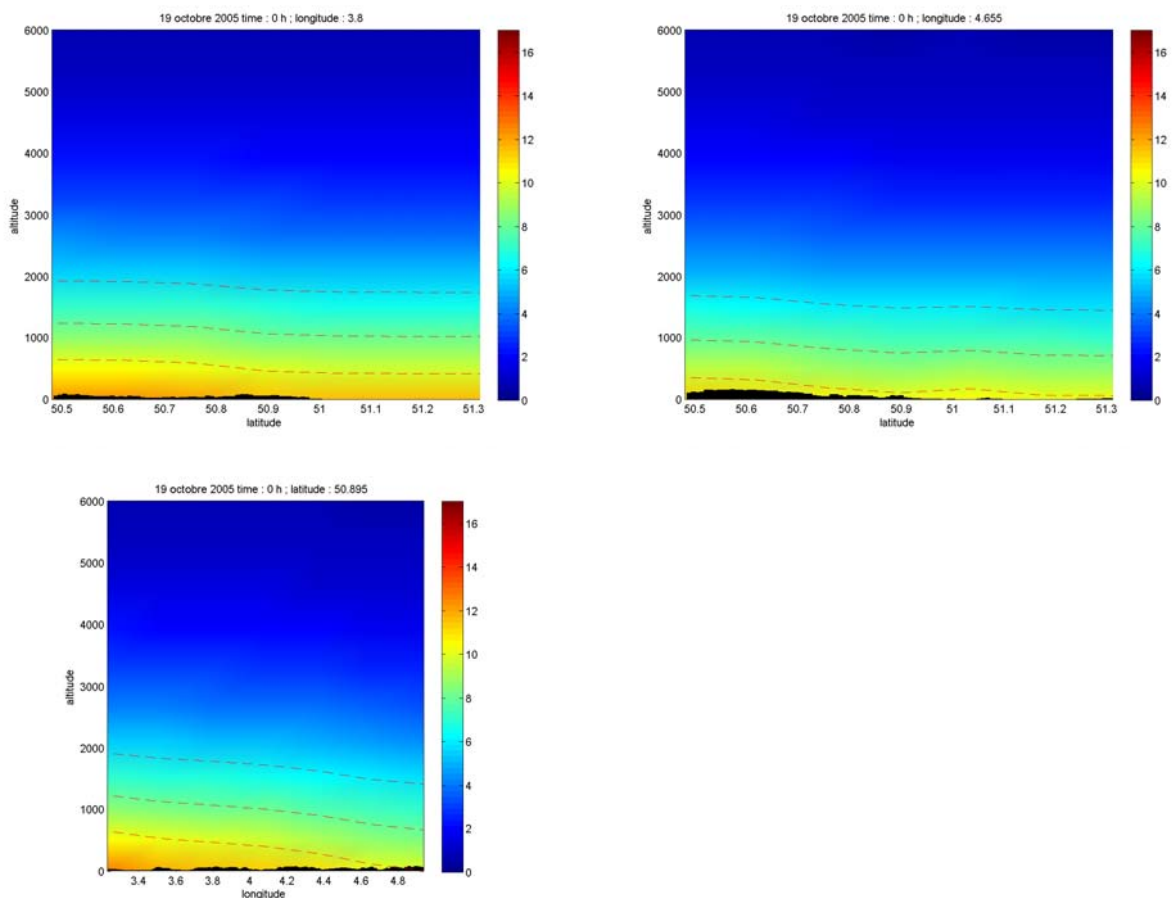


Figure 6.27: Résultats tomographiques pour les coupes à latitude et longitude constantes pour le réseau R3. 19 octobre. 0h00. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .

Ainsi, à 0h lorsque la perturbation pénètre par le Sud-Ouest, nous constatons que nous retrouvons une plus grande densité de vapeur d'eau près du sol pour la première coupe longitudinale que pour la deuxième. La perturbation n'est pas encore parvenue aussi loin dans

le réseau. Nous retrouvons ce résultat en observant la coupe latitudinale où nous voyons des valeurs de densité plus forte à l'Ouest du réseau.

4h plus tard la perturbation est au-dessus de notre réseau. Les 3 coupes que nous avons produites (figure 6.28) nous montrent cette fois des valeurs fortes sur l'ensemble du domaine que ce soit pour les deux coupes longitudinales ou la coupe latitudinale.

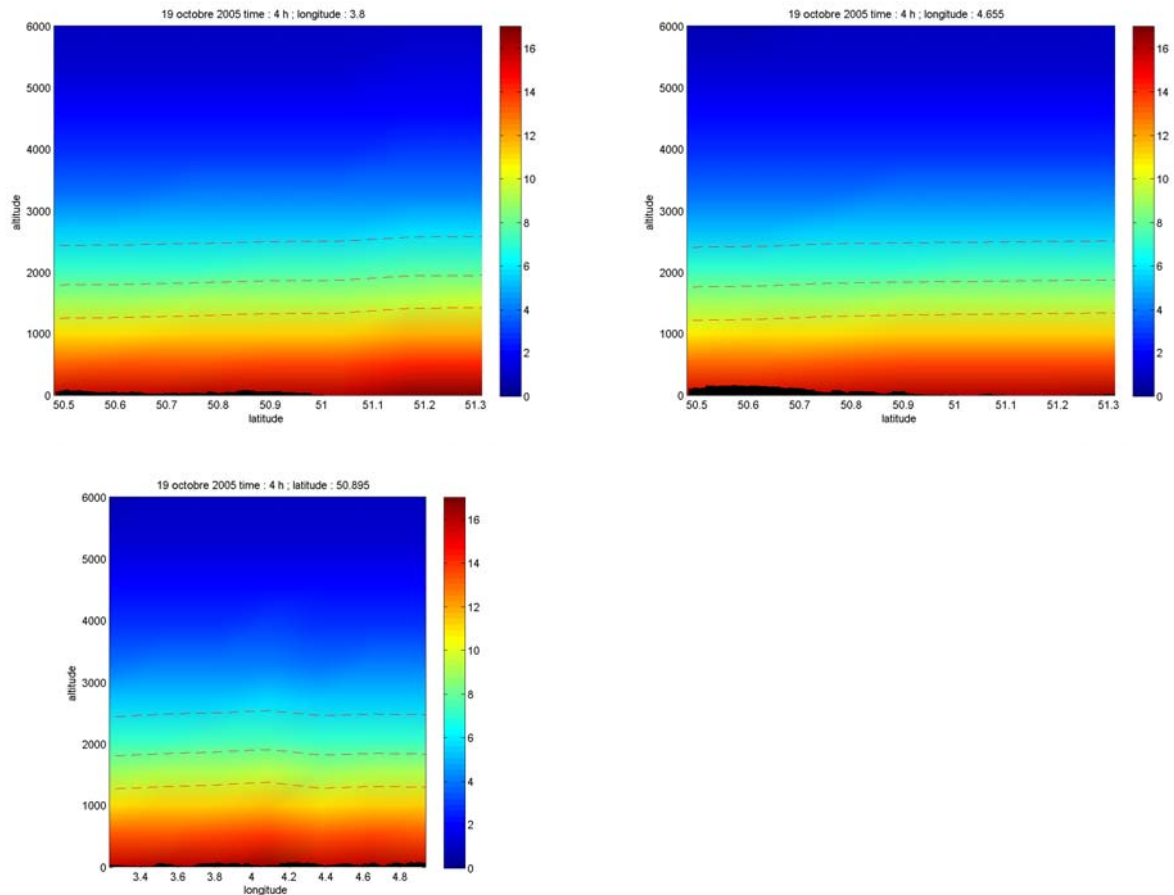


Figure 6.28: Résultats tomographiques pour les coupes à latitude et longitude constantes pour le réseau R3. 19 octobre. 4h00. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6 g/m<sup>3</sup>.

Enfin, à 8h, la perturbation a été évacuée par l'Est. Nous avons donc réalisé une dernière coupe latitudinale (figure 6.29) qui montre que le front a quitté le réseau R3.

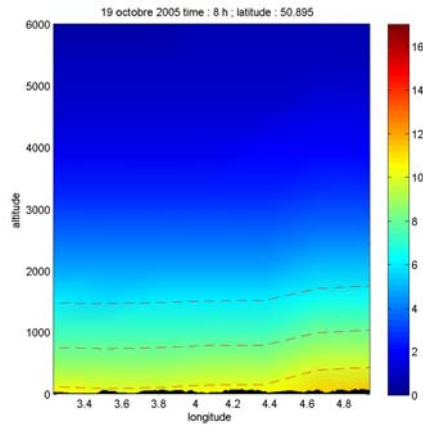


Figure 6.29: Résultat tomographique pour la coupe à latitude constante pour le réseau R3. 19 octobre. 8h00. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6 g/m<sup>3</sup>.

Encore une fois, nous avons tendance à retrouver la configuration météorologique observée par le radar. En effet, nous retrouvons l'évacuation de la perturbation vers l'Est avec des valeurs de densité de vapeur d'eau à l'Est du réseau plus importantes au niveau du sol et en altitude (autour de 1000m) que sur le reste du réseau (notamment à l'Ouest).

Si on regarde maintenant les résultats pour le réseau R6, nous remarquons qu'ils sont sensiblement différents.

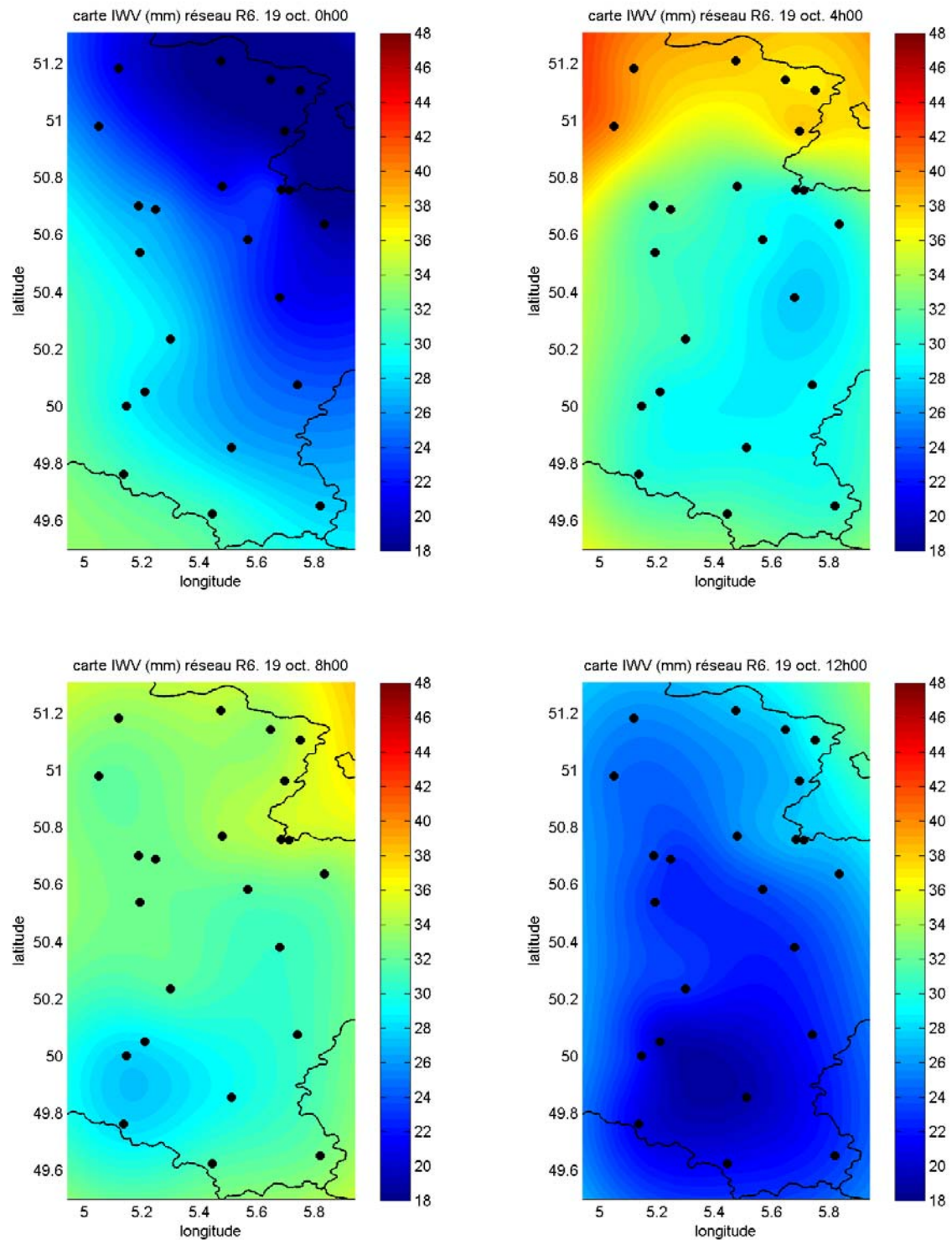


Figure 6.30: Carte 2D d'IWV pour le réseau R6. Stations GPS présentées en noir. 19 octobre. 0h- >12h.

Les cartes 2D d'IWV de la figure 6.30 au-dessus du réseau R6 nous montrent qu'il y a également une apparition à 0h de vapeur d'eau sur ce réseau le plus à l'Ouest, mais celle-ci épargne encore la région la plus à l'Est. Pour 4h et 8h, nous remarquons que la vapeur d'eau

atteint quasiment les mêmes valeurs sur l'ensemble du réseau. C'est pendant cette période que la perturbation s'affaiblit puis se régénère avant d'opérer son changement de trajectoire. L'évacuation de la vapeur d'eau intervenant à 12h assèche bien la zone d'étude mais cependant moins que dans le cas du réseau R3. Ceci est dû au fait que la zone de précipitations est encore proche de la zone d'étude contrairement au réseau R3 plus à l'Ouest.

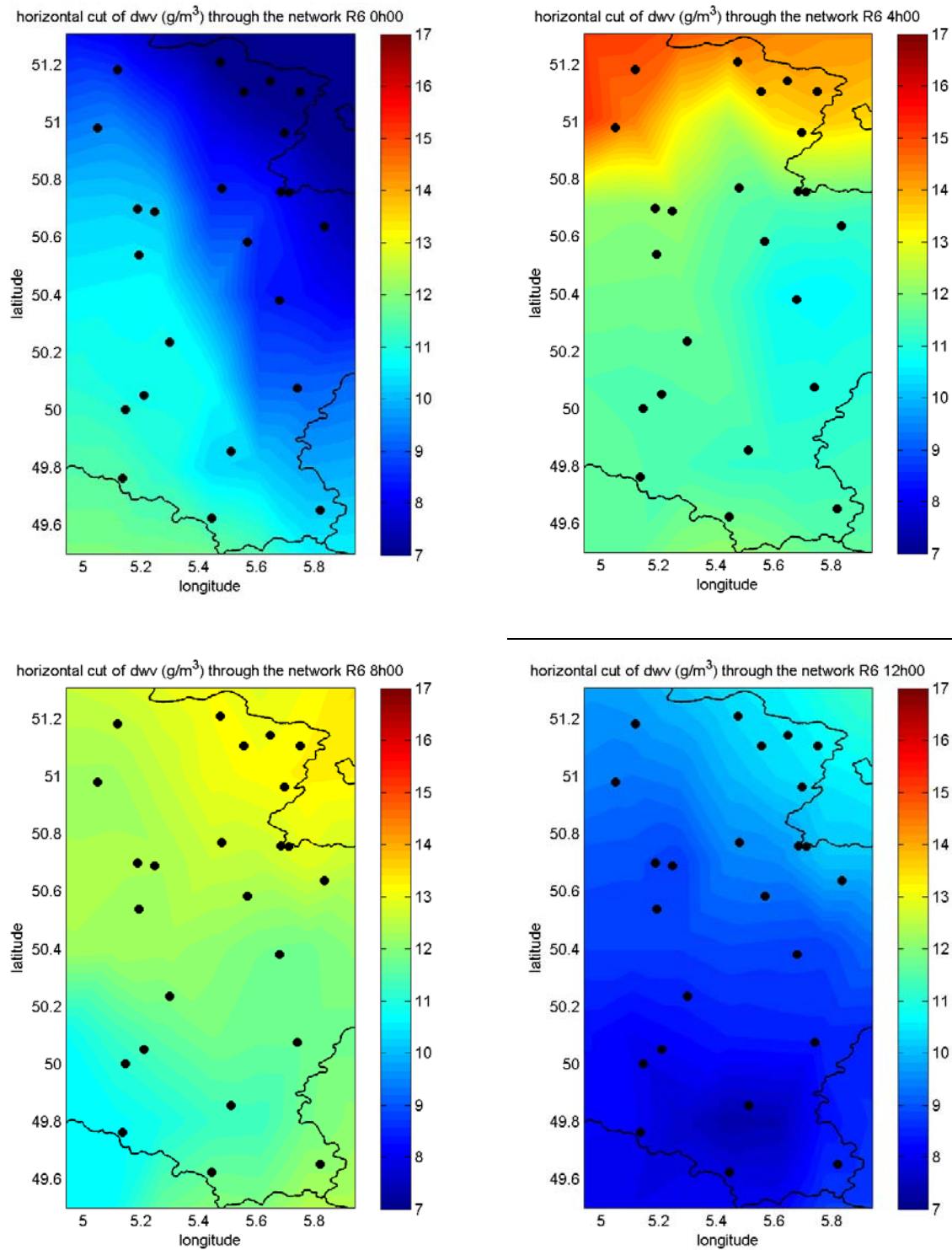


Figure 6.31: Résultats tomographiques pour les coupes d'altitudes à 500m pour le réseau R6. Stations GPS présentées en noir. 19 octobre. 0h->12h.

Au niveau des résultats tomographiques présentés en figure 6.31, nous constatons également une augmentation de la densité de vapeur d'eau par le Sud-Ouest à 0h. Celle-ci est toutefois beaucoup moins prononcée que dans le cas du réseau R3 puisque située beaucoup

plus à l'Est. L'horaire 4h nous montre cette fois-ci une faible valeur de densité comparativement au réseau précédent avec toutefois des valeurs un peu plus fortes au Nord où passe la perturbation donnant des précipitations. La troisième carte correspondant à 8h nous montre des valeurs de densités de vapeur d'eau plus importantes que dans le cas du réseau R3. Ces valeurs, sans toutefois être très élevées, coïncident avec la nouvelle bande de précipitations au-dessus de notre réseau R6. Enfin, le dernier résultat nous montre également une densité de vapeur d'eau faible sur cette région. Ce résultat est en accord avec la disparition des faibles pluies sur le pays.

Comme précédemment, nous avons réalisé des coupes verticales pour le réseau R6. Cette fois-ci, comme le montre la figure 6.32, nous avons seulement utilisé 2 coupes verticales. Nous avons une première coupe Est/Ouest à latitude constante de  $51.01^\circ$  et une autre Nord/Sud à longitude constante de  $5.44^\circ$ .

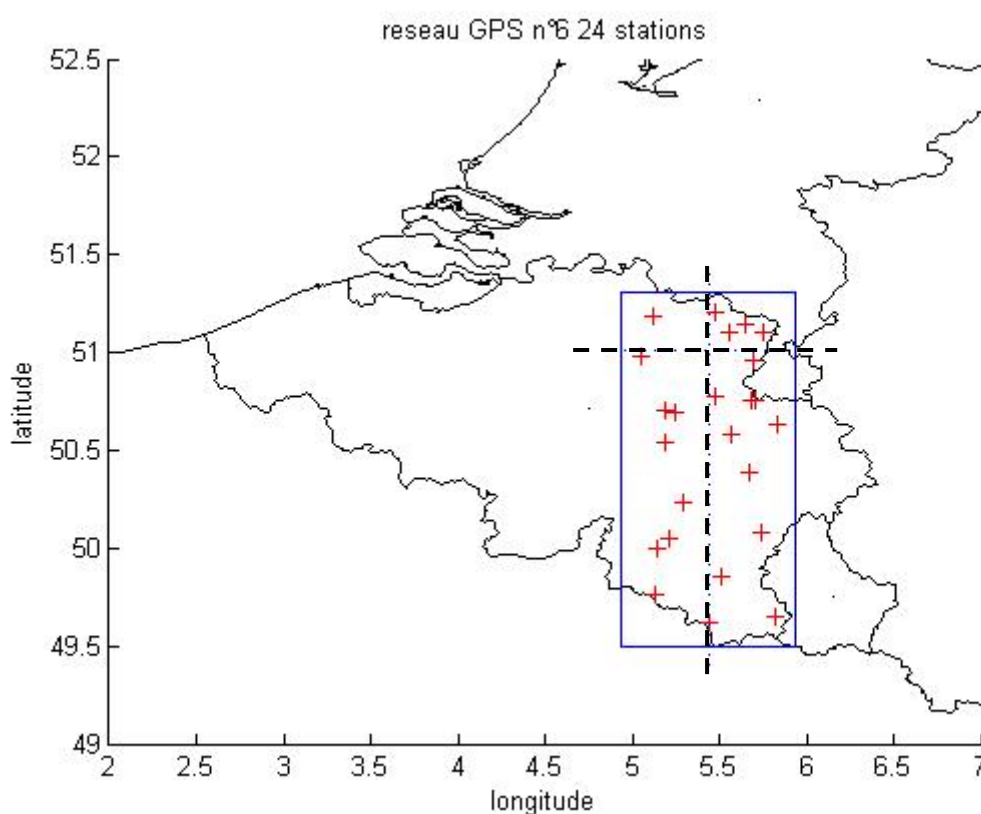


Figure 6.32: Localisation des différentes coupes tomographiques verticales pour le réseau R6. Station GPS en rouge. Limite du réseau en bleu.

Les premières coupes que nous montrons correspondent à l'horaire 4h. Nous ne présentons pas ici celles de 0h puisqu'elles ne présentent aucun intérêt.



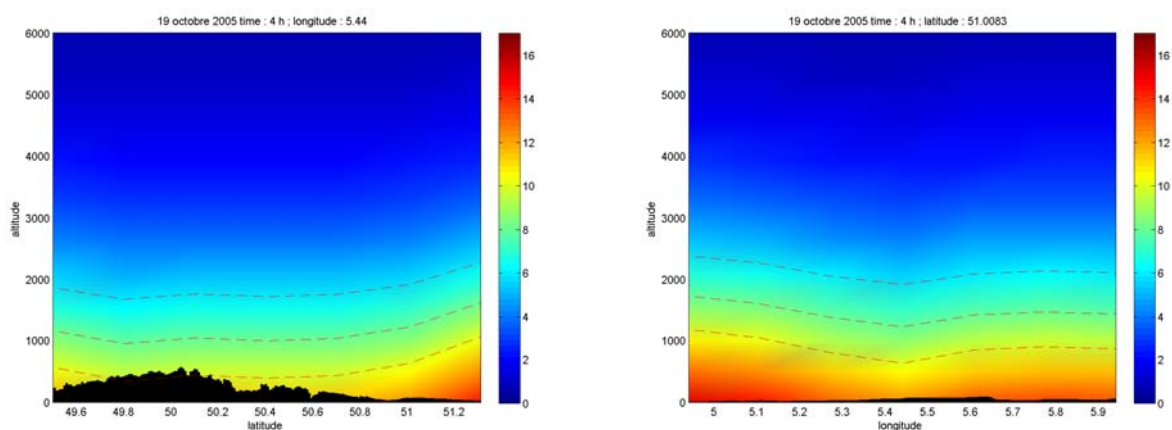


Figure 6.33: Résultats tomographiques pour les coupes à latitude et longitude constantes pour le réseau R6. 19 octobre. 4h00. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .

Sur la plus grande des coupes (Nord-Sud), nous observons des valeurs de densité de vapeur d'eau importante au Nord du réseau. Nous pouvons également noter les valeurs plus faibles sur le relief. L'humidité plus élevée au Nord correspond au passage du front brumeux sur le réseau R6. L'atmosphère se charge en humidité lorsque la perturbation arrive sur le réseau. Si nous regardons la coupe Est-Ouest (à droite) située plus au Nord, nous confirmons ce résultat. Comme la perturbation est moins unie que lors de son passage sur le réseau R6, il paraît normal que les densités soit plus faibles que celles présentées sur le réseau R3.

La dernière coupe que nous présenterons (Figure 6.34) correspond à une coupe Nord-Sud à 8h. La perturbation à ce moment là se décale vers l'Est tout doucement.

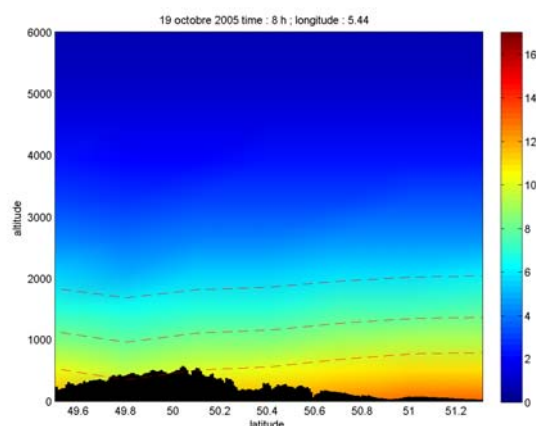


Figure 6.34: Résultats tomographiques pour la coupe à longitude constante pour le réseau R6. 19 octobre. 8h00. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .



Nous remarquons sur cette figure que nous avons à nouveau des valeurs d'humidité plus faibles au-dessus du relief qu'en plaine où elles sont encore assez fortes. L'humidité présente en plaine correspond encore une fois à la localisation spatiale de la perturbation.

Pour conclure sur la campagne IRMB, nous pouvons évoquer plusieurs points. Le réseau GPS dense nous a permis de traiter plusieurs cas d'étude sur un domaine étendu. Le nombre de stations GPS disponibles et leur densité nous a permis de découper la zone d'étude en sous-réseau afin d'étudier les phénomènes météorologiques localement. Concernant les épisodes de précipitations observés, nous avons examiné des cas différents et très complémentaires. Le premier cas nous a permis d'étudier une situation d'orage d'été avec développement rapide de cellules de précipitations tout en ayant une structure complexe. Les résultats tomographiques ont mis en évidence le fait que l'humidité était déjà présente sur le réseau lorsque ces cellules se sont formées. Les pics de vapeur d'eau et les cellules de précipitation ne sont pas superposés. La vapeur d'eau a alors semblé jouer un rôle de réservoir afin d'alimenter en humidité les précipitations. D'autre part, les fortes précipitations sembleraient dessécher l'atmosphère. Le second cas quant à lui nous a permis de présenter une structure complètement différente avec une bande de précipitations lente et peu active traversant la Belgique. Les résultats tomographiques nous ont montré qu'il était possible de retrouver cette structure de l'atmosphère très « lisse » comparativement au premier cas. De plus, nous avons montré que l'humidité n'était pas présente sur le réseau avant l'arrivée de la perturbation. Les faibles précipitations semblent alors saturer l'atmosphère d'humidité au fur et à mesure de son déplacement.

Le décrochement des valeurs d'IWV observé entre 4h et 8h se retrouve pour toutes les stations GPS du réseau. Cette forte augmentation est vraisemblablement due à une erreur lors du traitement des données par le logiciel GAMIT. Il serait en effet physiquement plus correct de ne pas avoir ces discontinuités à 4h et 8h. Si nous recalculons cette série temporelle en partant de ce postulat, nous obtenons la figure 6.35 présentée ci-dessous.

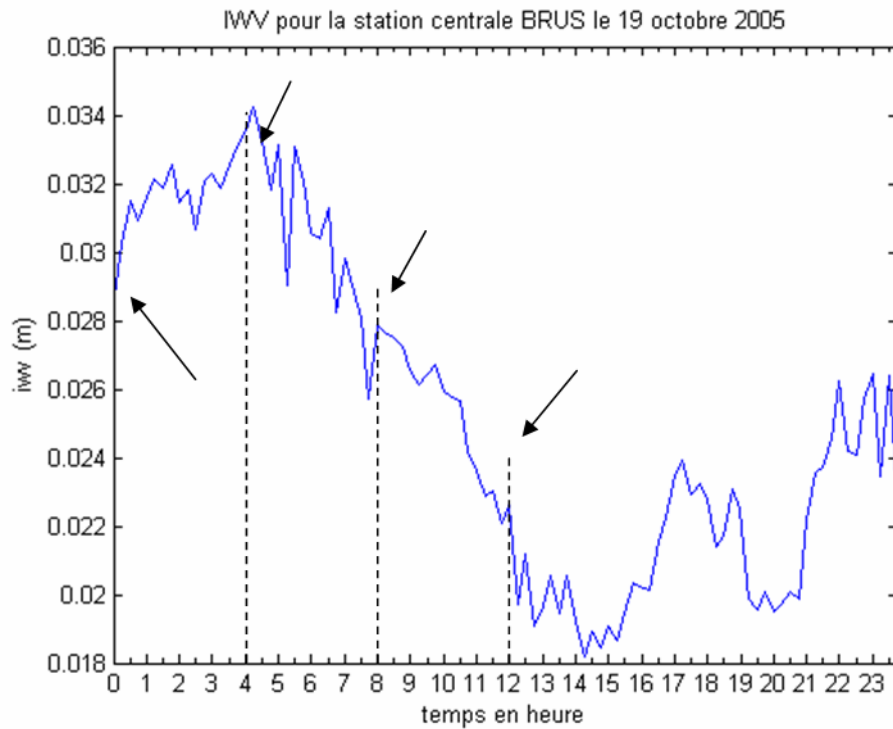


Figure 6.35: Série temporelle d' I WV corrigée de la station BRUS le 19 octobre 2005.

Nous retrouvons à ce moment là une continuité temporelle plus en accord avec les autres séries temporelles présentées au cours de ce manuscrit. Nous retrouvons en effet une augmentation des valeurs de vapeur d'eau intégrée au début de l'épisode étudié (0h à 4h) avec une baisse régulière à partir du moment où les précipitations couvrent l'ensemble du réseau. La série de figure présentée en 6.36 nous montre les résultats tomographiques associés à la série temporelle des I WV modifiée.

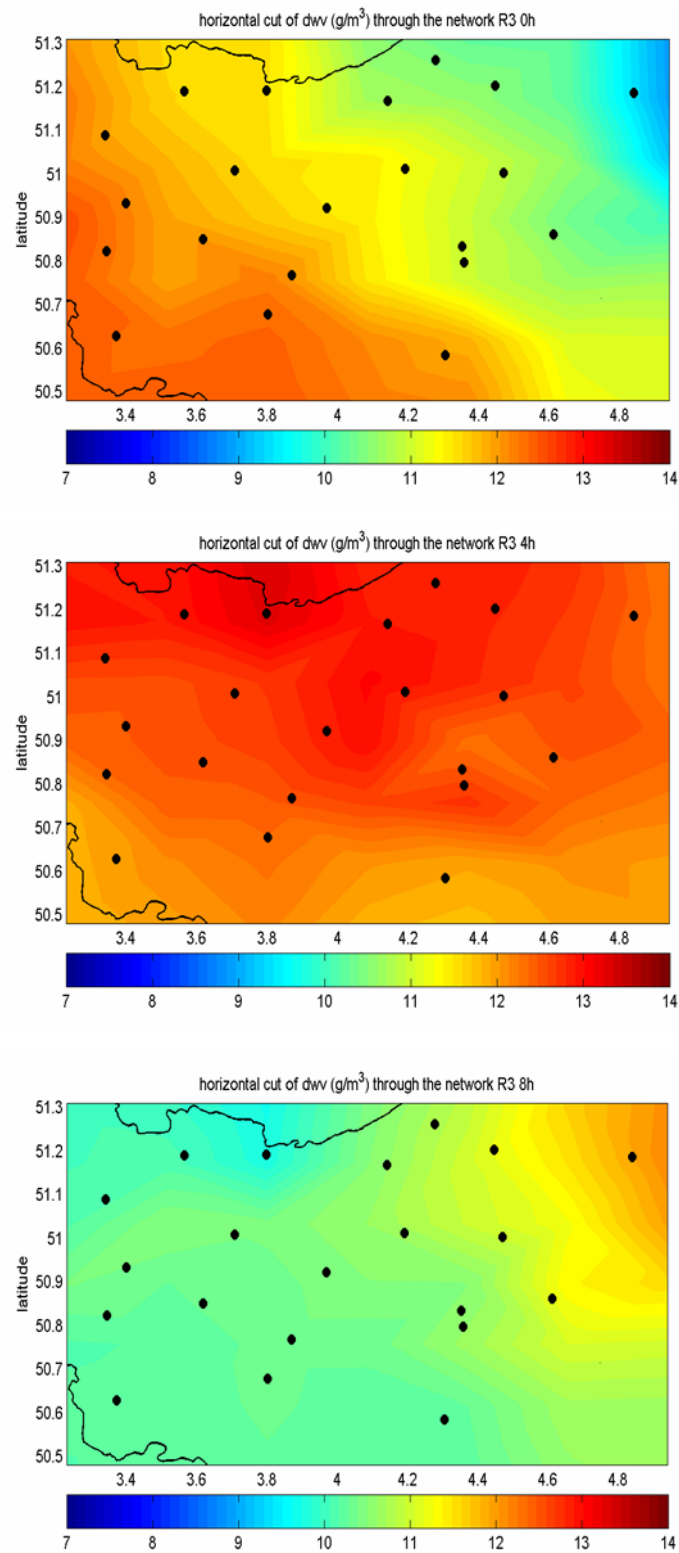


Figure 6.36: Résultats tomographiques pour les coupes d'altitudes à 500m pour le réseau R3. Stations GPS présentées en noir. 19 octobre. 0h->8h.

Comme nous pouvons le constater, nous remarquons des valeurs de densités de vapeur d'eau forte sur la partie sud-ouest du réseau. Ces valeurs correspondent au début de la perturbation qui pénètre bien par le sud-ouest. La partie nord-est conserve des valeurs très faibles traduisant une atmosphère sèche en avant du front. Nous avons donc bien une humidité qui arrive en même temps que la perturbation. 4 heures plus tard, nous avons une saturation de l'atmosphère sur l'ensemble du réseau. Cette échéance correspond au stationnement de la bruine sur la région que nous étudions. Une fois que cette perturbation s'évacue par l'est, nous retrouvons des valeurs très faibles au départ dans les régions sud-ouest puis sur l'ensemble du réseau.

Les figures présentées en 6.37 montrent les résultats tomographiques recalculés pour des coupes à latitudes constantes. Nous retrouvons bien entendu les mêmes conclusions scientifiques que précédemment.

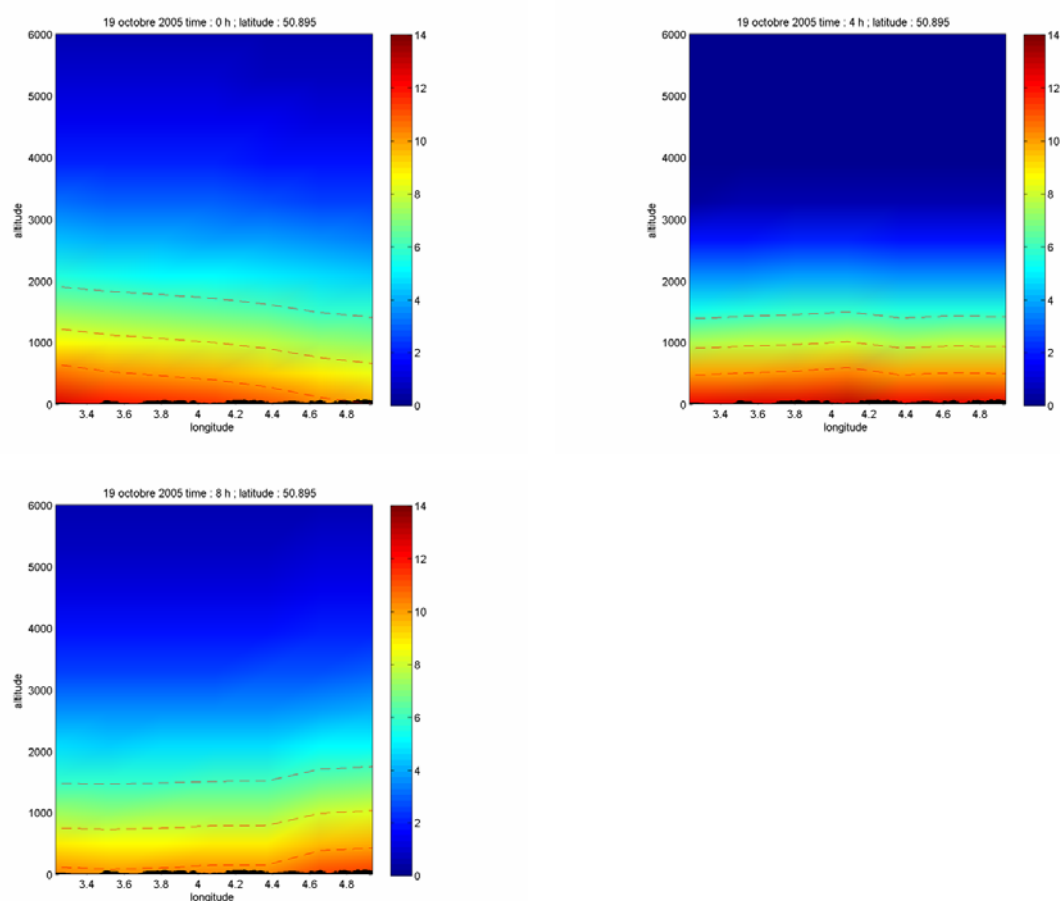


Figure 6.37: Résultats tomographiques pour les coupes à latitude constantes pour le réseau R3. 19 octobre. 0h -> 8h. Les traits pointillés rouges représentent les niveaux de 10, 8 et 6 g/m<sup>3</sup>.

En effet, nous pouvons observer sur ces résultats qu'au début de l'épisode à minuit, nous avons des valeurs fortes à l'ouest du réseau. Cette humidité est également présente en altitude avec notamment l'isocontour  $10\text{g/m}^3$  qui atteint les 1000 mètres à l'ouest et les 100m à l'est. 4 heures plus tard, nous observons cette saturation en humidité de l'atmosphère qui couvre l'ensemble du réseau. L'isocontour  $10\text{g/m}^3$  atteint cette fois ci environ 800, 900 mètres de manière homogène que ce soit à l'Est ou à l'Ouest. La fin de l'épisode, lorsque la perturbation a évacuée notre domaine d'étude, marque un retour à une atmosphère très sèche. Seule la région la plus à l'est garde des valeurs assez élevées de l'ordre de  $12\text{g/m}^3$ . Concernant la répartition verticale, nous avons cette fois ci un isocontour qui ne dépasse pas les 200 mètres d'altitude sur les parties Ouest et centre de la coupe. L'isoligne  $10\text{g/m}^3$  atteint toutefois encore 500 mètres dans la partie Est.

## Chapitre 7

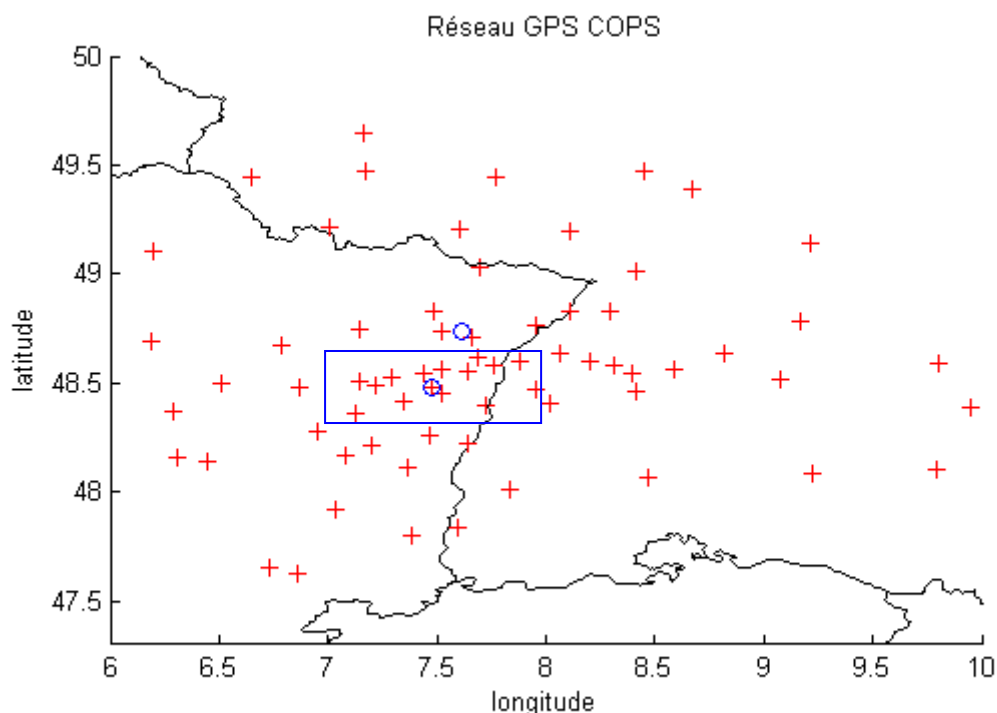
### Campagne COPS

La troisième application tomographique concerne la campagne internationale COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) qui a eu lieu entre le 1<sup>er</sup> juin et le 31 août 2007. Cette campagne, comme son nom l'indique, étudie la précipitation induite par les processus convectifs et orographiques. La campagne COPS regroupe pas moins de 11 universités, 3 centres de recherches ainsi que 2 services météorologiques. Le laboratoire de Météorologie Physiques (LaMP) à pris part activement à cette campagne en effectuant des mesures aéroportées, en déployant sur site un radar bande X et MRR (Micro Rain Radar) et également en faisant partie de l'équipe GPS lors du déploiement du réseau. L'intérêt majeur d'une campagne de telle ampleur provient du fait qu'un très grand nombre d'instruments et de moyens différents se combinent afin d'appréhender pleinement l'ensemble des paramètres atmosphériques impliqués dans les processus étudiés. Ainsi, 6 avions pour des mesures aéroportées, des GPS, des Lidars, des radars, des radiosondes, etc, ont été déployés sur le terrain et plus particulièrement à travers 4 super sites. Comme pour les chapitres 5 et 6, nous nous intéresserons plus particulièrement aux données GPS couplées aux données provenant de deux radars : le radar Poldirad ainsi que le radar bande X. La particularité de COPS est aussi la participation d'autres laboratoires effectuant également une analyse tomographique des données GPS, mais avec des logiciels indépendants. La campagne COPS nous permettra donc de tester la performance de notre logiciel tomographique développé dans le cadre de cette thèse par rapport à des logiciels de niveau international. Ainsi, dans la suite, nous nous sommes concentrés surtout sur l'exploitation de quelques jeux de données GPS provenant du GFZ Potsdam, pour plus tard (après la fin de cette thèse) pouvoir comparer nos résultats tomographiques avec les leurs.

#### **1. Le réseau GPS pour COPS**

Comme la plupart du temps lors de campagnes de mesure GPS, les réseaux permanent (de France, d'Allemagne ainsi que de Suisse) ont été utilisés et complétés par des stations temporaires (Figure 7.1). La campagne COPS a regroupée pas moins de 46 stations réparties dans ces différents pays. Cependant, nous n'avons pas toujours pu utiliser toutes ces stations

en même temps dans le cadre de notre travail. Certaines n'ont simplement fourni aucune donnée pendant les périodes étudiées tandis que d'autres présentaient des erreurs après le traitement GAMIT. Malgré tout, le réseau de stations GPS disponibles pour les 3 cas que nous considérons couvre une large part du domaine expérimental de COPS comme le montre la figure 7.1.



*Figure 7.1: Composition du réseau GPS COPS. Stations en rouge. Les cercles bleus montrent l'emplacement des radars météorologiques. Le rectangle bleu indique la bande d'instrumentation dense (10km de distances inter stations).*

Nous retrouvons les frontières de la France avec l'Allemagne ainsi que la frontière Suisse et Luxembourgeoise. Les « + » rouges indiquent les stations GPS. Leurs dispositions ne doivent rien aux hasards. Certes, la plupart des stations sont des sites permanents (majoritairement en Allemagne) avec une distance inter station d'environ 50 km. En France, un élargissement du réseau GPS permanent a été effectué dans la continuité des stations allemandes. De plus, une bande « dense » de GPS a été installée en France aux alentours de la latitude  $48.5^\circ$  et entre les longitudes  $7^\circ$  et  $8^\circ$  comme indiqué par le rectangle bleu sur la figure 7.1. Cette partie du réseau possède une distance inter station d'environ 10 km.

Toutefois, le réseau ainsi réalisé présente un certain nombre de limitations non négligeables. La première chose que nous pouvons constater concerne les différents trous sur les bords du réseau. Bien que le domaine soit couvert de plusieurs dizaines de stations, il n'en reste pas moins vrai que leurs dispositions ne sont pas avantageuses comme l'ont démontré nos tests de sensibilités. Nous pouvons notamment noter les parties Sud-Ouest et Nord-Ouest du réseau qui sont vides. Nous pouvons donc nous attendre à des effets de bord non négligeable dans ces secteurs. Le deuxième point discutable concerne la bande dense au sein du réseau (figure 7.1). Il aurait été à mon avis plus judicieux de disposer les stations GPS non permanentes de telles manières à homogénéiser le réseau (en regard des tests de sensibilités présentés au chapitre 3) plutôt que de les disposer de manière linéaire. Le but de cette bande est de pouvoir effectuer de la tomographie plus fine sur ce domaine. Or, la distance entre les stations reste quand même de l'ordre 10 km et une disposition linéaire ne favorise pas grandement l'accroissement de rais qui se croisent, ce qui est pourtant à la base de la résolution tomographique. On peut donc se poser la question de l'utilité de cette densification.

Afin de comprendre également la problématique qui se pose quant à l'orographie, nous présentons sur la figure 7.2 la topographie de la région COPS.

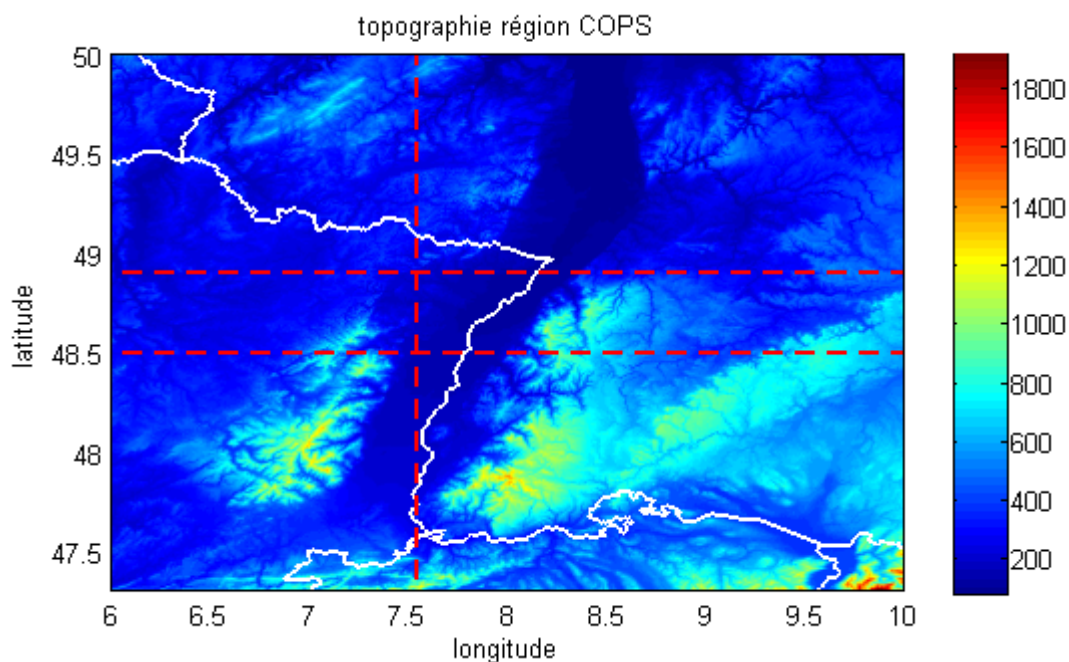


Figure 7.2: Relief du réseau COPS avec indication des coupes tomographiques en rouge.



Le lieu géographique le plus intéressant sur cette carte concerne la vallée du Rhin. En effet, nous allons essayer de voir comment va évoluer la densité de vapeur d'eau dans cette vallée lorsque les perturbations arrivent. Passent-elle par les reliefs avec de redescendre ? Font-elles le tour des montagnes par le Nord ou le Sud ? Afin de comprendre le rôle que joue cette vallée dans la distribution de la vapeur d'eau, nous avons tracé en plus des coupes tomographiques horizontales à 500m d'altitudes, des coupes verticales à 3 endroits distincts (droites pointillées sur la figure 7.2). Ainsi, nous aurons deux coupes Est/Ouest à latitude constante passant à  $48.5^\circ$  et  $48.9^\circ$  correspondant au centre du domaine radar Poldirad. La dernière coupe étant une coupe transverse Nord/Sud à  $7.54^\circ$ .

## **2. Présentation des cas d'études**

Les 3 cas que nous avons choisis sont les 1 et 2 juillet, les 19 et 20 juillet ainsi que les 12 et 13 août. Ces cas sont les plus intéressants pour la forte amplitude du signal GPS et radar. En effet, durant ces 3 couples de jours, nous avons de fortes perturbations qui ont traversé le réseau. De plus, les cas étant météorologiquement différents les uns des autres, nous obtenons des études tomographiques clairement distinctes.

### **a. Cas des 1 et 2 juillet 2007**

Le premier cas que nous allons présenter concerne le début du mois de juillet. Pendant les deux journées du 1<sup>er</sup> et 2 juillet, il y a eu une succession d'épisodes pluvieux qui sont intervenus entre 11h30 le 1<sup>er</sup> juillet et 23h30 le 2 juillet. Tous ces épisodes, au nombre de 7, ont été remarquables par les radars Poldirad et bande X soit par leur intensité, soit par leur étendue spatiale, soit par leur aspect dispersé. Ils sont situés aux horaires 11h-15h, 20h-0h, 0h-6h, 10h30-12h30, 13h30-17h, 19h-20h30 et 22h45-23h30. Pour notre premier cas, nous présenterons deux épisodes, entre 11h et 15h le 1<sup>er</sup> juillet et à 1h du matin le 2 juillet.

Afin de comprendre ce qu'il se passe pour ces deux jours, nous avons tracé sur la figure 7.3 la série temporelle d'IWV pour une station donnée. A cet effet, nous avons choisi la station GAGG située au centre du réseau COPS ( $48.82^\circ$  de latitude et  $8.29^\circ$  de longitude).

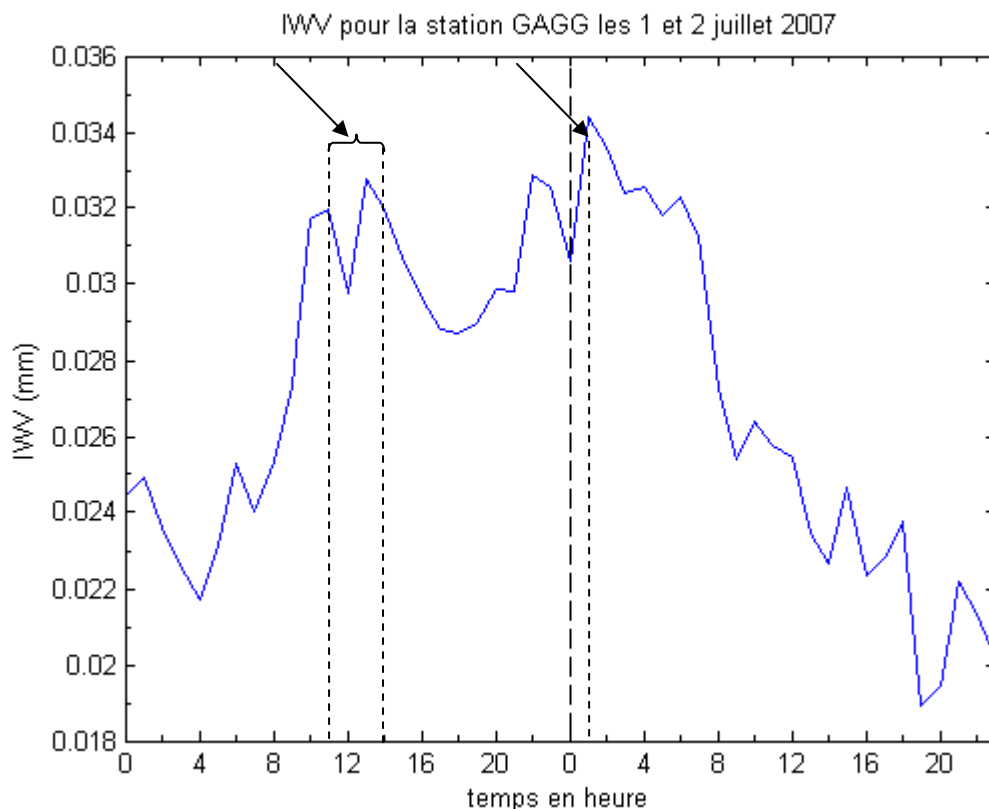


Figure 7.3: Série temporelle d'IWV (mm) pour la station GAGG du 1 au 2 juillet 2007. Episodes étudiés indiqués par les flèches noires

Comme nous pouvons le constater sur le graphe de la figure 7.3, nous remarquons que les valeurs d'IWV ont deux pics importants aux alentours de 10 à 14h le premier jour et de 0 à 2h du matin le jour suivant. La moyenne des IWV est également importante pour l'ensemble de cette période puisqu'elle est d'environ 27 mm. Bien entendu, suivant les stations considérées, nous n'aurons pas les mêmes séries d'IWV. L'étude tomographique (couplée aux données radars) portera donc sur ces deux pics importants afin de comprendre la dynamique de la vapeur d'eau.

#### **b. Cas des 19 et 20 juillet 2007**

Le deuxième cas que nous allons étudier a eu lieu les 19 et 20 juillet 2005. En effet, pendant ces deux jours, nous avons deux perturbations distinctes qui traversent le réseau. Ces deux perturbations se présentent entre 6h et 11h les 19 juillet et entre 8h et 12h le 20 juillet. Le premier cas que nous étudierons possède deux systèmes de précipitation bien distincts au Nord et dans la vallée. Le deuxième quant à lui est un front uni arrivant de l'Ouest et

traversant le réseau en se désagrégeant petit à petit. Regardons la série temporelle d'IWV de la figure 7.4 pour la station STJ9 située également au centre du réseau ( $48.62^\circ$  de latitude et  $7.68^\circ$  de longitude). La station STJ9 a été choisie car la station GAGG n'a pas fonctionné le 19 juillet. Le graphe 7.4 nous permet de constater deux choses. Tout d'abord, nous avons bien des pics d'IWV les 19 juillet et 20 juillet aux alentours de 6h-11h et 8h-12h, respectivement.

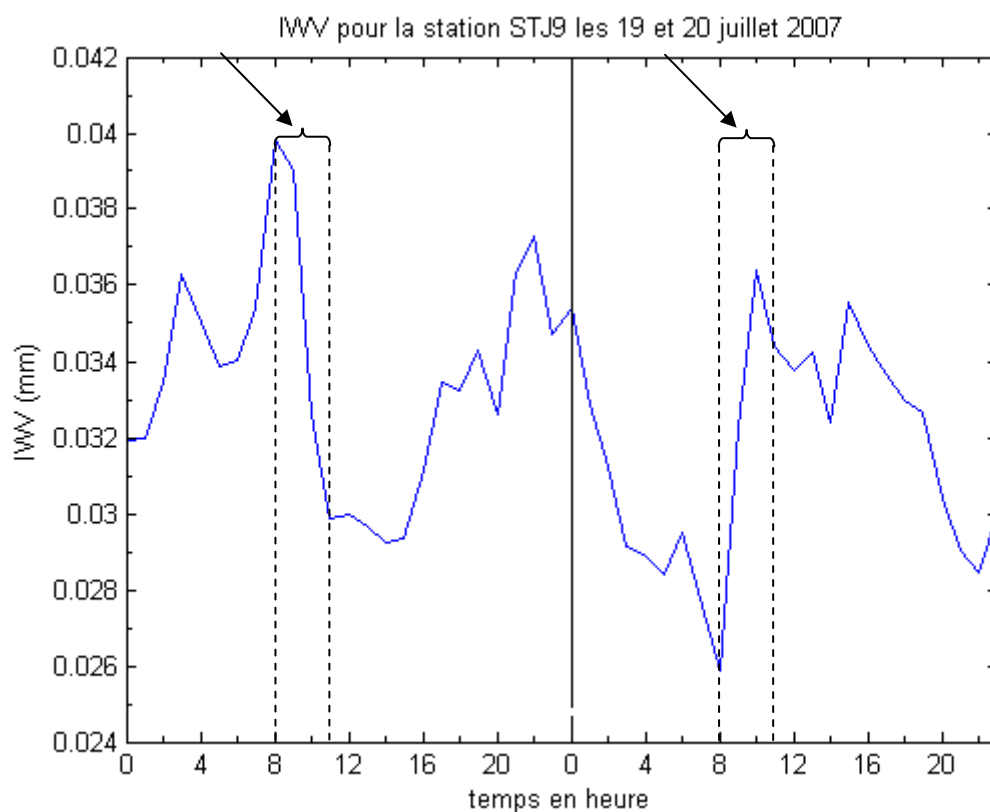


Figure 7.4: Série temporelle d'IWV (mm) pour la station STJ9 du 19 au 20 juillet 2007. Episodes étudiés indiqués par les flèches noires

La chose surprenante que nous pouvons noter est le pic d'humidité situé dans la nuit du 19 au 20 juillet. En effet, lorsqu'on regarde les données radars, on ne trouve aucune trace de précipitation pendant cette période. Les échos de réflectivités sont nuls que ce soit pour le radar Poldirad ou pour le radar bande X. Nous pouvons donc présumer que cette humidité provient de la première perturbation. En effet, un phénomène d'évaporation doit avoir lieu pendant la nuit, augmentant sensiblement les valeurs d'IWV pendant cette période. La baisse intervenant pendant les 8 premières heures de la journée coïncident avec une nouvelle perturbation.

### c. Cas des 12 et 13 août 2007

Le dernier cas que nous exposerons dans ce chapitre pour la campagne COPS se situe dans la nuit du 12 au 13 août. En effet, entre 21h le 12 et 2h le 13, nous avons une très forte perturbation passant au nord de la vallée. C'est de loin le spot de réflectivité le plus fort que nous avons pu voir dans ces différents cas même si la perturbation en elle-même est peu étendue.

Concernant la série temporelle des IWV présentée sur le graphique 7.5, nous remarquons que nous avons bien un pic localisé dans la nuit du 12 au 13 août.

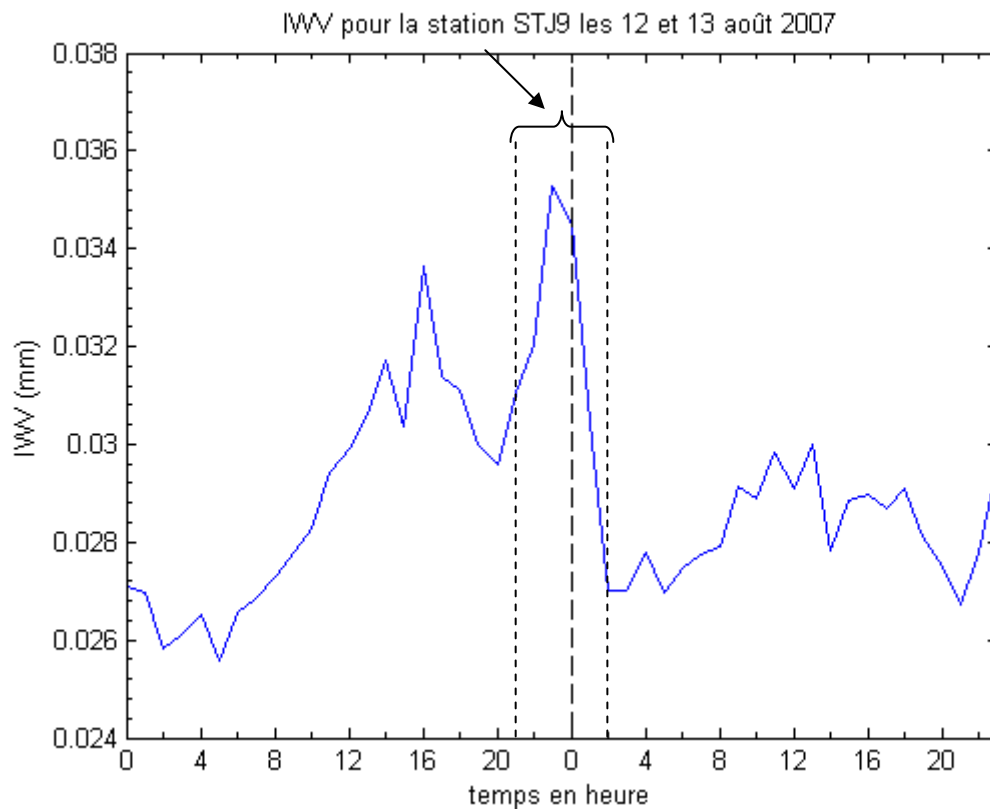


Figure 7.5: Série temporelle d'IWV (mm) pour la station STJ9 du 12 au 13 juillet 2007. Episode étudié indiqué par la flèche noire.

Toutefois, nous pouvons également remarquer que le pic nocturne (23h-1h du 12 au 13 août) n'est pas aussi prononcé que dans le cas précédent puisque sa valeur ne dépasse pas les 35mm contre 40mm fin juillet.

### 3. Tomographie STD

#### a. Cas des 1 et 2 juillet 2007

Le premier épisode intervient le 1<sup>er</sup> juillet entre 11h et 13h. Pendant cette période, une perturbation assez forte traverse le réseau comme le montre les images du radar Poldirad de la figure 7.6.

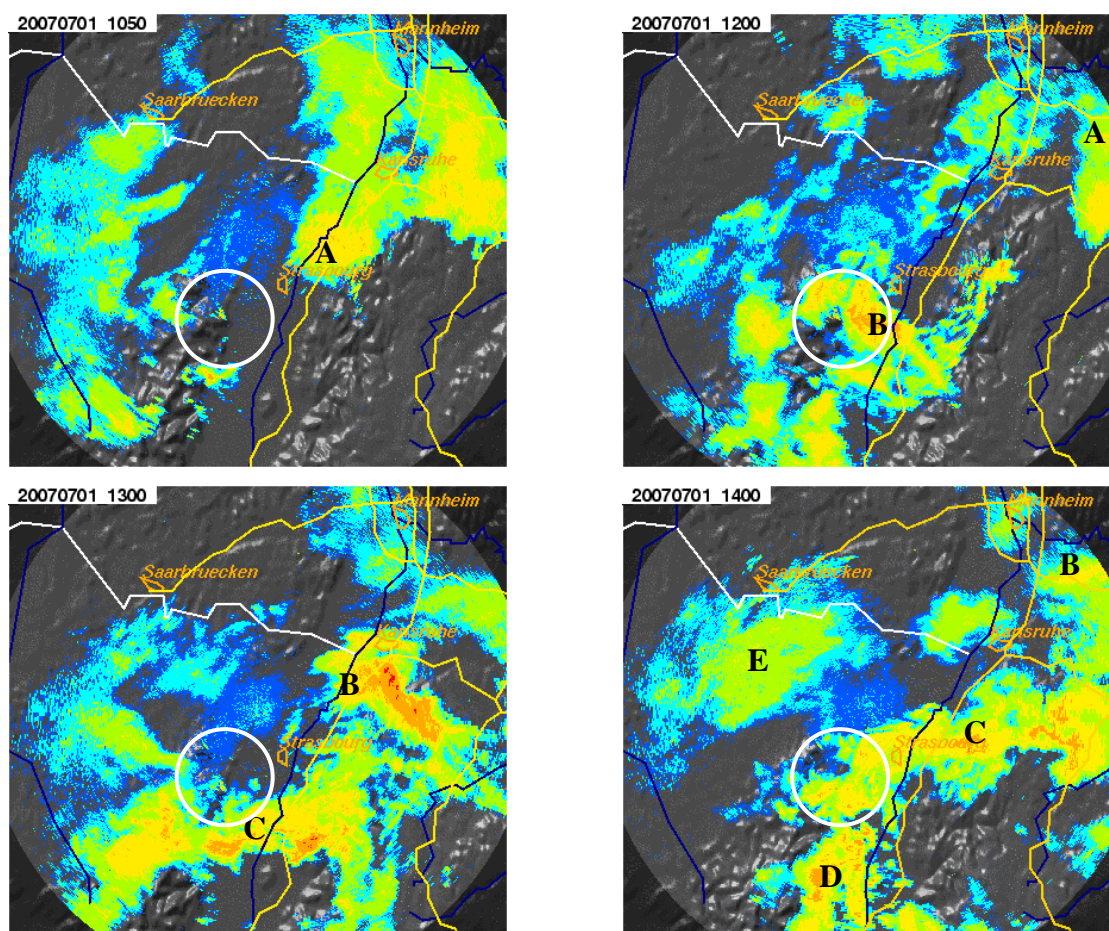


Figure 7.6: Cartes générales du radar Poldirad. Cellules précipitantes indiquées par les lettres. 1 juillet 2007. 11h->14h. Le cercle blanc indique le champ de vue du radar bande X.

A 11h, la perturbation est située au Nord-Est de Strasbourg, sur la frontière avec l'Allemagne (repère A). Elle se décale ensuite vers l'Est et est hors de portée de ce radar. Entre 12h et 13h, une nouvelle cellule de pluies intenses (repère B sur les cartes) arrive par le Sud et traverse la vallée du Rhin. A 13h, la cellule B s'est décalée vers le Nord-Est laissant la place à une nouvelle cellule (repère C) localisée à l'entrée Sud de la vallée du Rhin. Enfin, à 14h, les perturbations B et C se sont décalées au Nord-Est, et une nouvelle cellule (repère D)

arrive sur la zone d'étude. Nous avons également noté E une zone de plus faible intensité située à l'Ouest. On peut également noter les précipitations plus importantes qui ont eu lieu à 13h au Nord du massif de la Forêt-Noire.

La deuxième série de schéma présentée sur la figure 7.7 concerne le radar bande X. Comme nous pouvons le constater, la portée de ce radar est beaucoup plus faible que le précédent. En effet, ce radar a été déployé à cet endroit afin de voir la ligne de crête, le pied du relief ainsi que la plaine environnante, correspondant notamment à un super-site français.

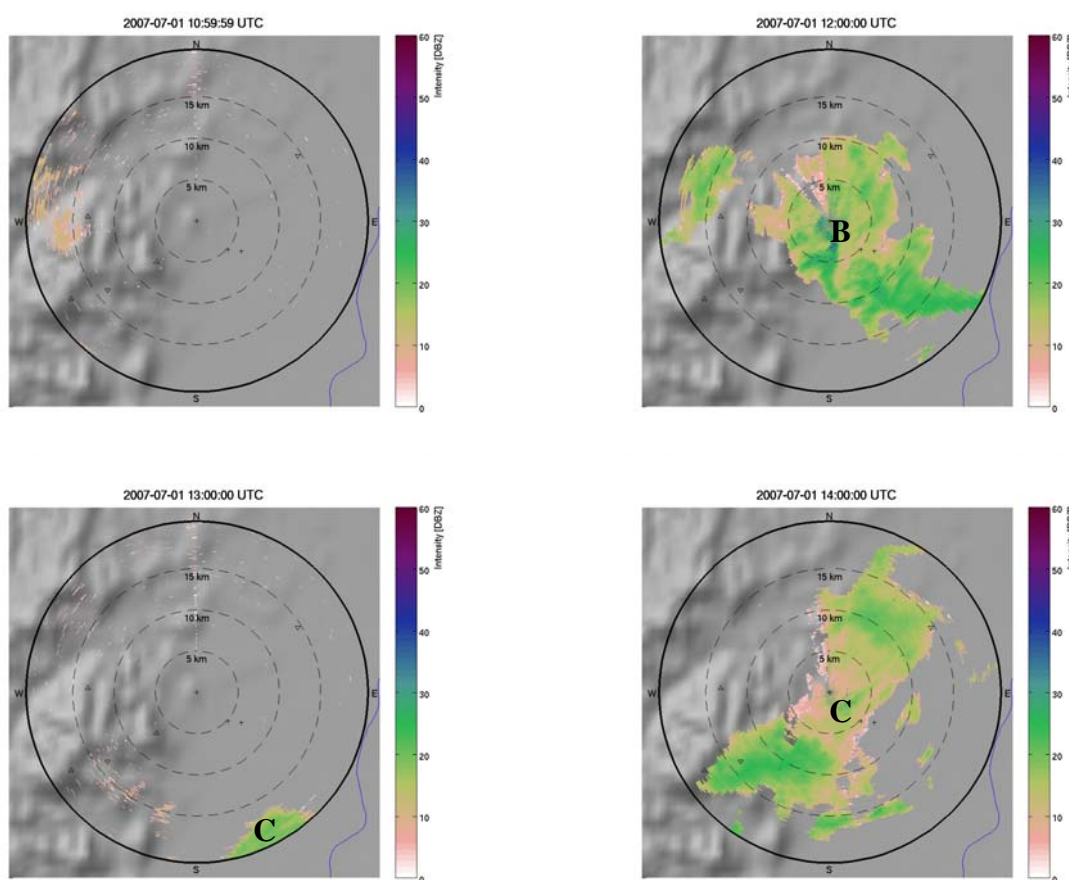


Figure 7.7: Cartes générales du radar bande X. Cellules précipitantes indiquées par les lettres. 1 juillet 2007. 11h->14h.

Même si le radar bande X a une vue partielle de la vallée du Rhin, nous voyons en accord avec le radar Poldirad qu'à 11h la perturbation n'a pas encore atteint le radar. En effet, il faut attendre 12h pour voir apparaître la cellule B. A 13h, la perturbation C arrive seulement dans la zone du radar, qui ne détecte qu'une portion de celle-ci. Enfin, à 14h, nous retrouvons cette

cellule C (qui a évoluée vers le Nord-Est) avec des réflectivités assez fortes. La zone D n'est pas encore dans le champ d'action du radar bande X.

Les premiers résultats que nous allons présenter ont été effectués en utilisant des STD (Slant Total Delay). Ces retards de propagations sont directement calculés sur la ligne de vue des satellites. Il n'y a pas de projection à la verticale des stations comme pour le calcul des ZTD. Ces données ont été traitées au GFZ de Potsdam. Théoriquement, le fait d'utiliser ces STD réduit les sources d'erreurs sur les paramètres atmosphériques et raccourcit les temps de calculs pré-tomographiques [\[Duan et al, 1996\]](#).

Les résultats tomographiques pour la coupe d'altitude à 500m sont présentés ci-dessous. Comme indiqué précédemment, nous constatons qu'il y a des effets de bords aux endroits que nous avons cités. Ainsi, les résultats concernant les parties Nord-Ouest et Sud-Ouest sont à prendre avec précaution ou à ignorer complètement. Afin de faciliter le repérage des zones précipitantes indiquées sur les images radars, nous avons reporté sur les résultats tomographiques les repères précédemment cités.



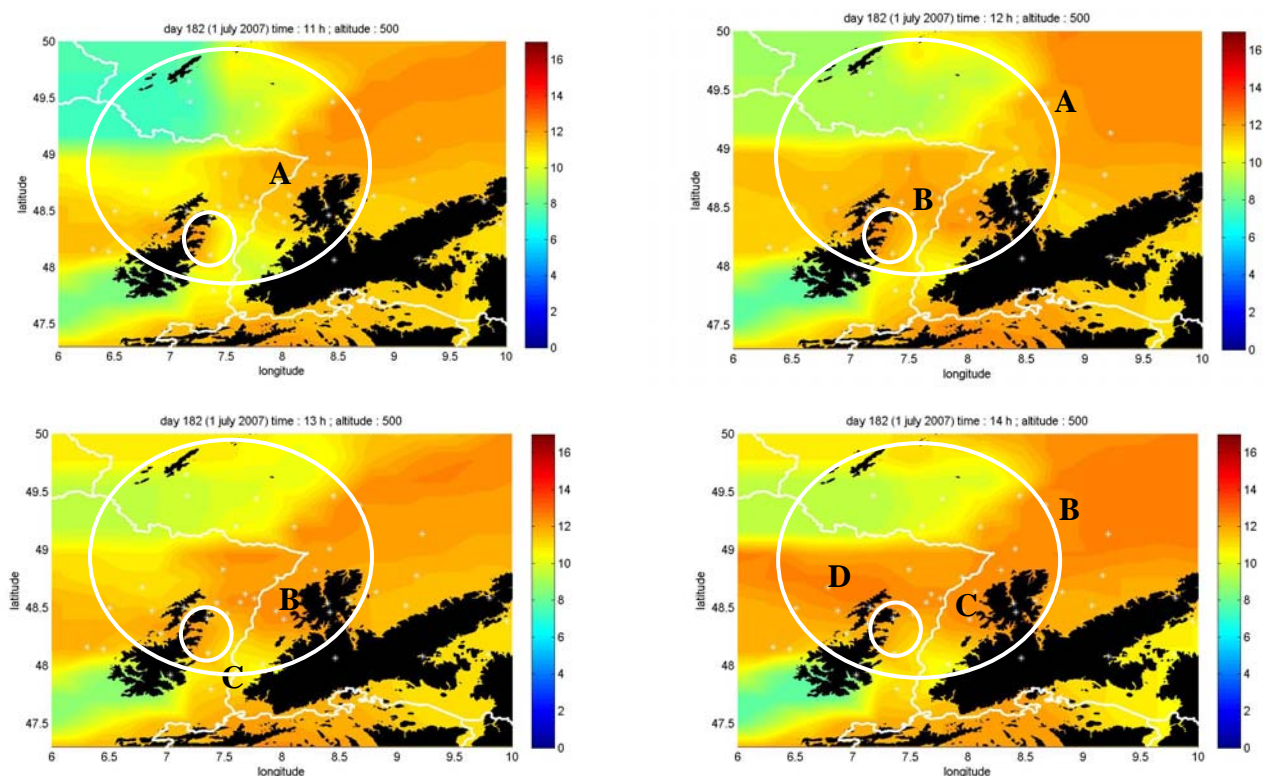


Figure 7.8: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour les coupes d'altitudes à 500m. 1 juillet 2007. 11h->14h. Les cercles blancs montrent les champs de vue du radar Poldirad et du radar bande X.

Ces quatre premiers résultats nous montrent que nous avons bien des densités de vapeur d'eau dans la partie Nord-Est du réseau en accord avec le radar Poldirad. A 11 heure, nous retrouvons des densités élevée dans le voisinage du repère A. Vers 12h, ces densités augmentent en A et B justement là où les cellules pluvieuses se déplacent sur les cartes radars. A 13h, la zone B s'est déplacée sur les contreforts de la vallée du Rhin. Nous observons également une baisse des valeurs de densité de vapeur d'eau dans la partie Nord-Est correspondant à la fin de la cellule précipitante A. Enfin, à 14h, nous retrouvons des valeurs élevées aux endroits des zones B et C. Nous pouvons également noter la correspondance du repère D entre la densité de vapeur d'eau et le radar Poldirad.

Afin de comprendre un peu mieux le rôle de la vallée, nous présentons sur les figures 7.9 et 7.10 les 8 coupes Est/Ouest latitudinales correspondant aux 4h de l'événement étudié. La figure 7.9 correspond à la première coupe de latitude  $48.54^\circ$  pour les 4h, la figure 7.10 correspondant à la coupe de latitude  $48.96^\circ$ .



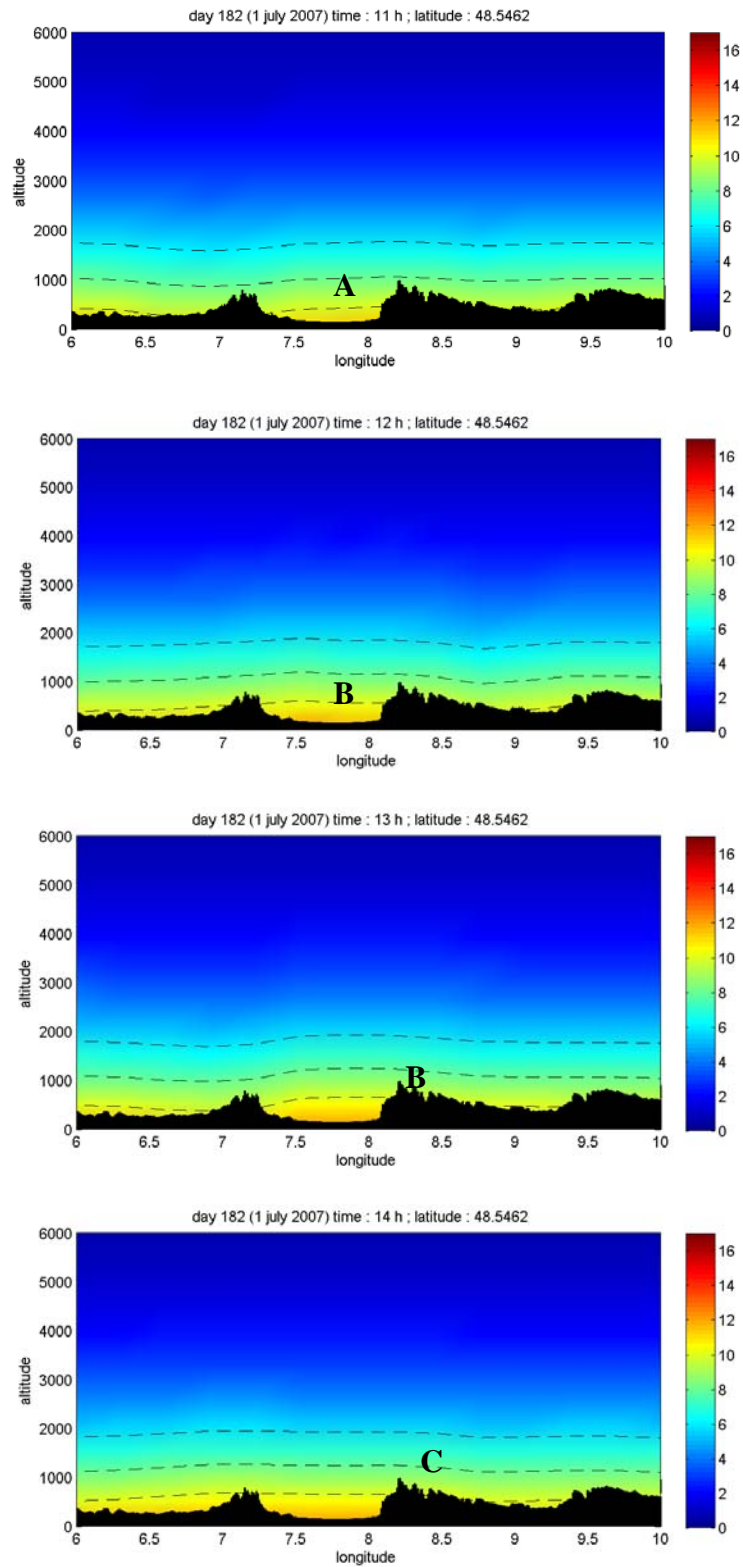


Figure 7.9: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à latitude constante  $48.54^\circ$ . 1 juillet 2007. 11h->14h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

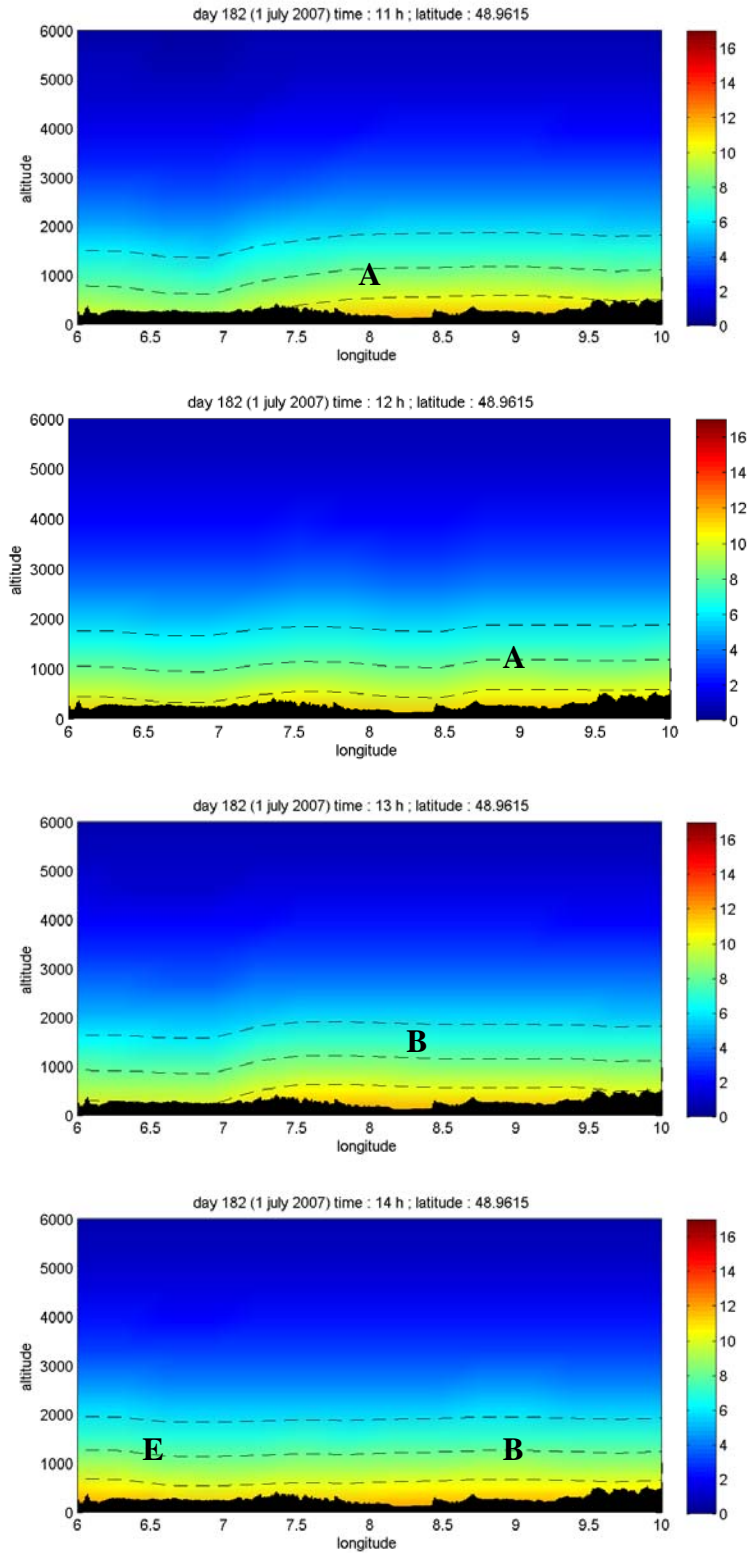


Figure 7.10: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à latitude constante 48.96°. 1 juillet 2007. 11h->14h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .

Sur ces différentes cartes, nous pouvons constater à chaque fois que les plus fortes valeurs de densité de vapeur d'eau se situent bien dans la vallée et non sur les reliefs. Pour les deux coupes Est/Ouest verticales, nous pouvons suivre l'évolution de la vapeur d'eau à travers les 4 heures. En effet, nous voyons une augmentation de la densité entre 11h et 13h en accord avec les cartes radars. Nous pouvons à cet effet suivre l'évolution des cellules A, B, C, D et E au fil du temps. Nous pouvons également remarquer que les plus fortes valeurs de densité ne dépassent pas les 500 mètres d'altitude. Nous avons donc une accumulation de vapeur d'eau dans la vallée associée aux développements des systèmes précipitants.

Malheureusement, ces coupes ne nous permettent pas encore de comprendre le principe d'accumulation devant les reliefs avant l'arrivée dans la vallée. Pour tenter de comprendre ce phénomène, nous présentons les coupes transverses Nord-Sud sur la figure 7.11. Ces 4 cartes présentées ci-dessous mettent en évidence ce phénomène d'accumulation.

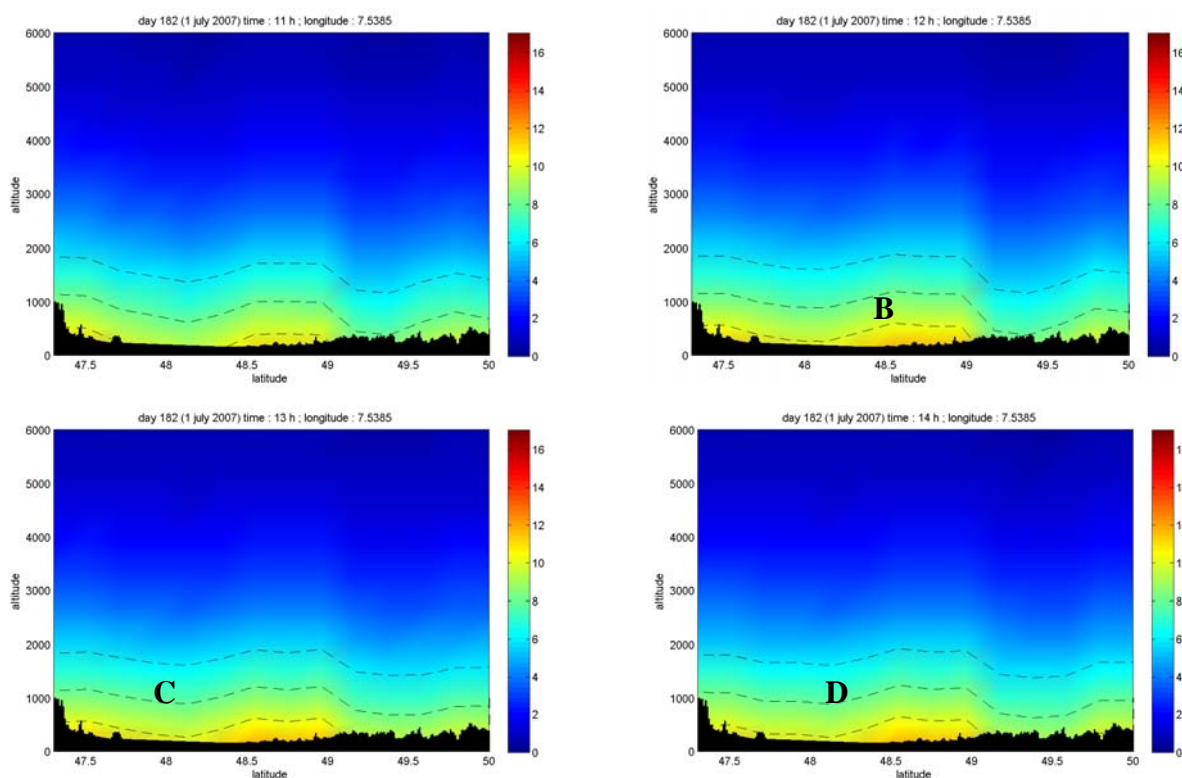


Figure 7.11: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à longitude constante  $7.54^\circ$ . 1 juillet 2007. 11h->14h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

En effet, si l'on regarde dans le détail ces cartes, nous voyons très clairement une poche d'humidité au niveau du sol aux alentours des latitudes  $48.5^\circ$  à  $49^\circ$ . Or, c'est précisément à cet endroit que nous avons les premiers reliefs. La vapeur d'eau à cet endroit s'accumule donc

et à tendance sur cet exemple à monter en altitude. Concernant l'évolution temporelle, nous constatons également une augmentation des valeurs entre 11h du matin et 14h là où les réflectivités radar sont les plus fortes.

Le deuxième cas que nous présentons s'est déroulé entre 0h et 6h le 2 juillet 2005. Nous avons sélectionné, pour ne pas surcharger de figures ce manuscrit, les cartes radars de 1h du matin. Sur la figure 7.12, nous retrouvons les cartes des radars Poldirad et bande X. Les résultats tomographiques sont présentés sur la figure 7.13.

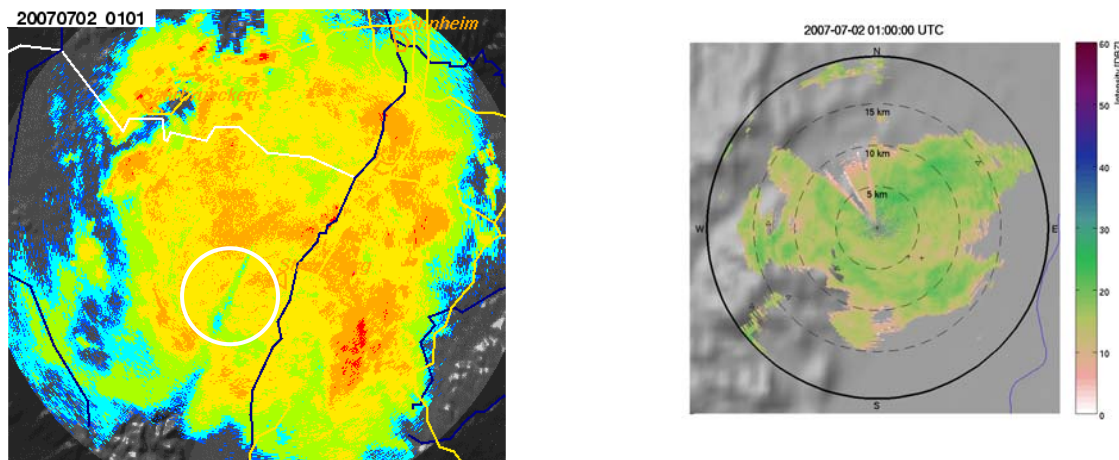


Figure 7.12: Cartes générales du radar Poldirad à gauche et du radar bande X à droite. 2 juillet 2007. 1h00h. Le cercle blanc à gauche montre le champ de vue du radar bande X

Comme nous pouvons le constater, à 1h du matin, une forte perturbation occupe l'ensemble de notre domaine. Les plus fortes réflectivités se situent sur le relief de la Forêt-Noire avec toutefois une répartition intéressante dans la vallée du Rhin. Si l'on regarde les résultats tomographiques ci-dessous, nous retrouvons des densités de vapeur d'eau importantes sur l'ensemble du domaine (hors les effets de bords) principalement au Nord-Est et au Sud. La vallée a également des valeurs de densités de vapeur d'eau importante notamment à l'entrée Nord.

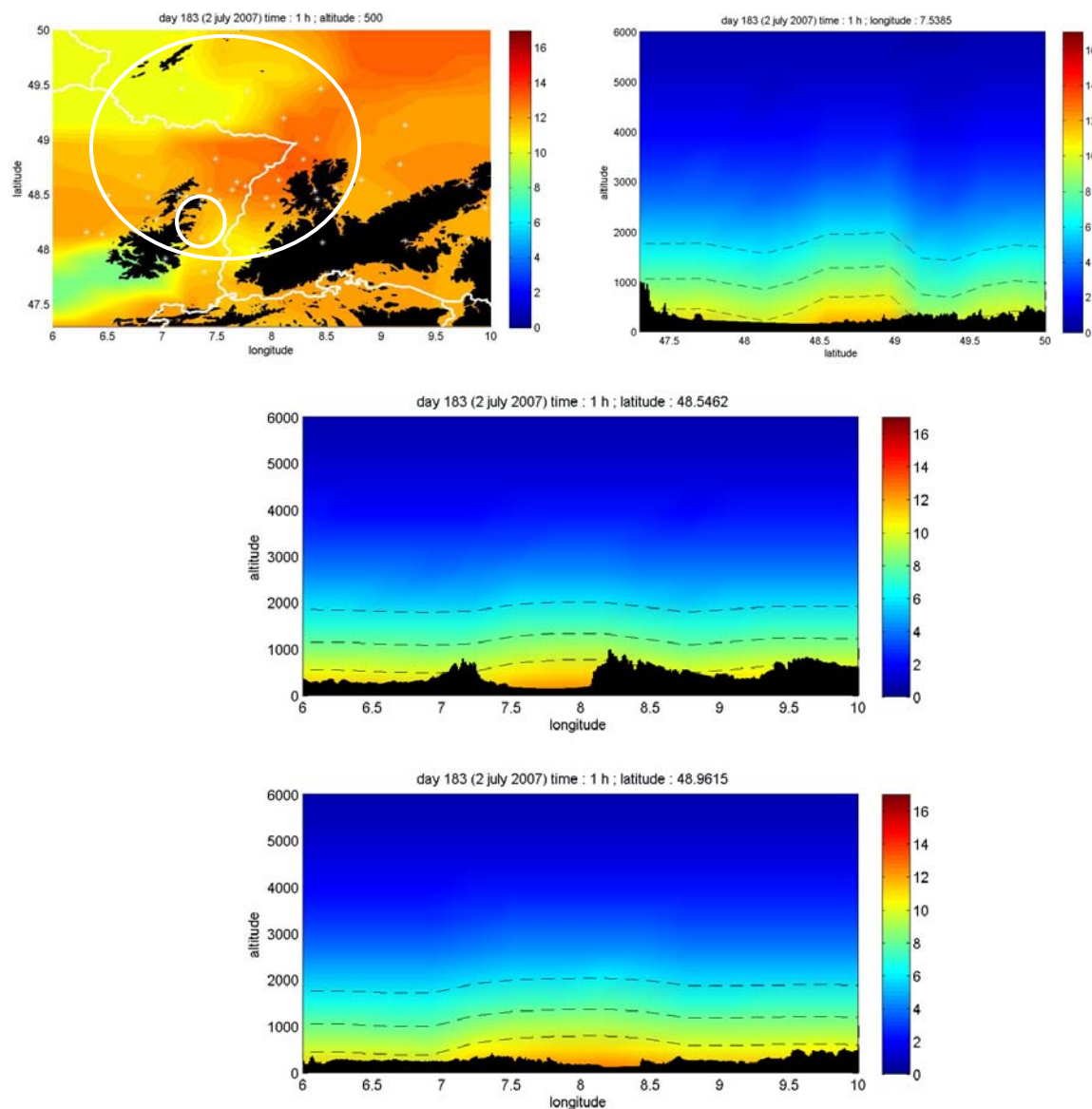


Figure 7.13: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe d'altitudes à 500m, pour la coupe à longitude constante  $7.54^\circ$  ainsi que les coupes à latitude constante  $48.54^\circ$  et  $48.96^\circ$ . 2 juillet 2007. 1h00. Les cercles blancs montrent les champs de vue du radar Poldirad et bande X. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

Si l'on regarde les coupes verticales Est/Ouest, nous remarquons que nous avons encore une accumulation d'humidité à l'entrée de la vallée aux alentours de  $7.5^\circ$  à  $8^\circ$ . Dans la vallée elle-même, coupe Nord/Sud, de l'humidité se retrouve également au sol avec toutefois des valeurs moins importantes au centre ( $48.5^\circ$ ). Nous pouvons noter encore une fois les faibles valeurs sur les reliefs.

Dans les deux cas que nous avons présentés pour illustrer les épisodes du 1 et 2 juillet, on remarque que les perturbations semblent donner lieu à une accumulation de la densité de vapeur d'eau dans la partie centrale des coupes Nord/Sud. Quant à la circulation de la vapeur d'eau, elle semble se mouvoir dans la vallée en passant par le Nord et donc en contournant le relief situé à l'Ouest du réseau.

#### **b. Cas des 19 et 20 juillet 2007**

Le deuxième cas que nous présentons correspond aux images de réflectivités radar de la figure 7.14. Comme nous pouvons le constater, le premier sous épisode est divisé en deux parties distinctes à ces débuts (aux alentours de 9h). Nous pouvons noter la présence à cette heure-ci d'une forte perturbation à l'intérieur de la vallée. Le système évolue ensuite dans les heures suivantes en s'évacuant vers l'Allemagne. Nous n'avons malheureusement pas en notre possession les données radars correspondant aux horaires 8h et 9h. Nous avons donc utilisé les cartes radar de 8h37 et de 9h12 pour étudier ce cas.



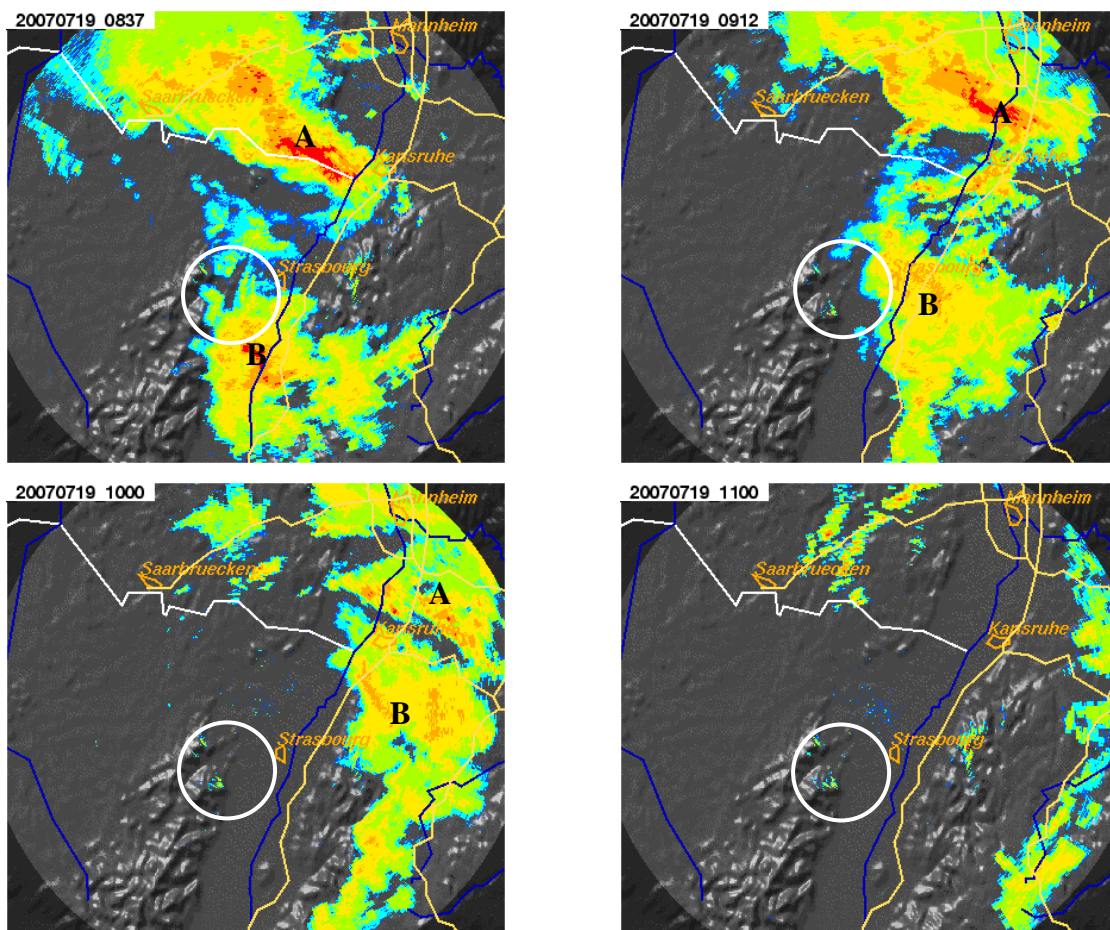


Figure 7.14: Cartes générales du radar Poldirad. Cellules précipitantes indiquées par les lettres. 19 juillet 2007. 8h->11h. Le cercle blanc indique le champ de vue du radar bande X.

Théoriquement, d'après ces cartes, nous devrions trouver des valeurs de densités de vapeur d'eau importante sur le réseau en début d'épisode. La densité devrait ensuite s'évacuer au Nord-Est et enfin désertir la vallée. Nous avons repéré sur ces figures 7.14 les deux cellules intéressantes A et B que nous suivrons. Sur ces figures, nous remarquons également que les systèmes évoluent en dehors du champ de vision du radar bande X. Nous n'avons donc pas jugé intéressant de présenter les figures correspondantes pour ce radar.

Les résultats tomographiques présentés sur la figure 7.15 confirment bien ces résultats. Comme nous pouvons le constater, sur les coupes horizontales à 500m, nous avons des valeurs de densité de vapeur d'eau très fortes. Sur tous les cas que nous avons pu traiter pour la campagne COPS présentés dans ce manuscrit, cet épisode est sans conteste celui qui contient le plus de densité de vapeur d'eau. Il faut toutefois faire attention dans l'analyse des résultats puisque les échéances tomographiques correspondent aux horaires de 8h et 9h. Il y a donc un décalage temporel entre les résultats tomographique et les images radars.

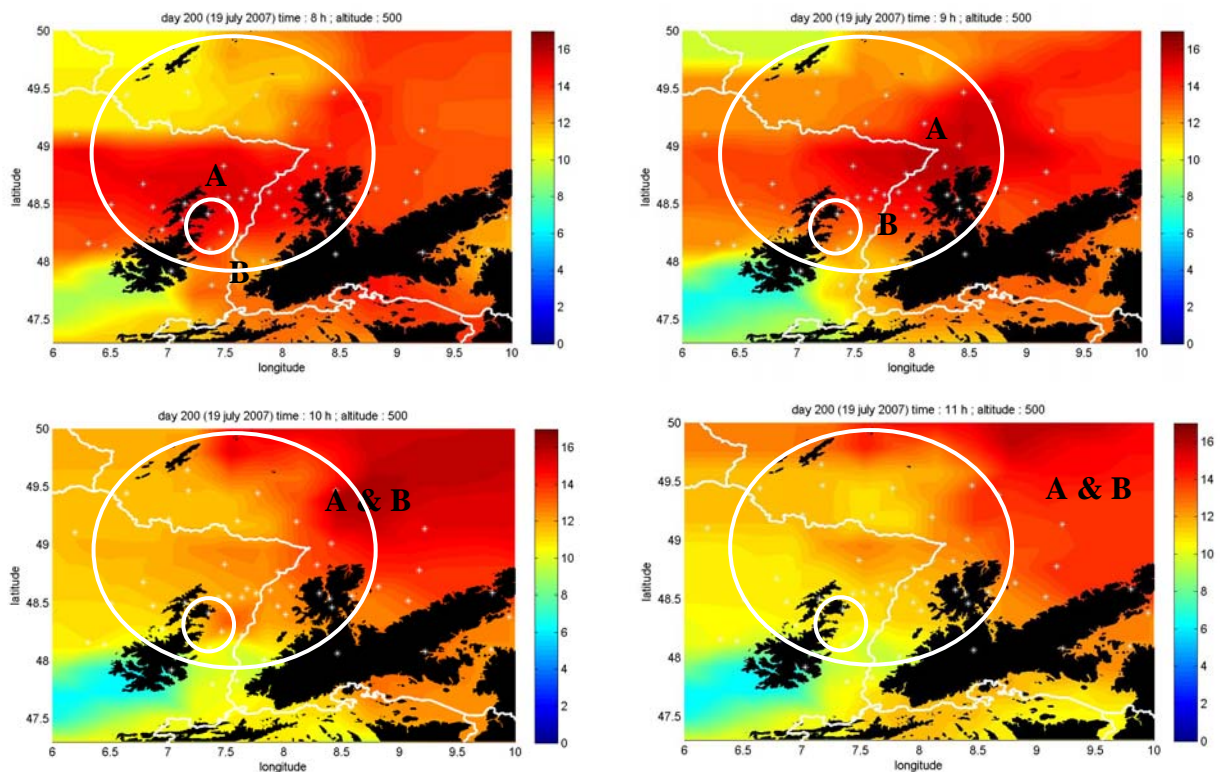


Figure 7.15: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour les coupes d'altitudes à 500m. 19 juillet 2007. 8h->11h. Les cercles blancs indiquent le champ de vue des radars Poldirad et bande X.

Au début du cas, nous trouvons donc des densités élevées à l'ouest de la vallée, à l'intérieur de celle-ci ainsi qu'au Sud et au Nord-Est du réseau. Nous avons placé les repère A et B correspondant aux cellules du radar en tenant compte du décalage horaire d'environ 40 minutes en accord avec le déplacement des cellules. Une heure plus tard (9h), la vapeur d'eau commence à s'évacuer en direction du Nord-Est. Nous retrouvons bien la même tendance que pour les données Poldirad (cellules A et B). Il est également intéressant de constater à nouveau une augmentation de la densité de vapeur d'eau à l'entrée Nord de la vallée. Cette augmentation coïncide avec les fortes réflectivités observées à ce moment là. A 10h, les cellules A et B ont fusionné et continuent leur chemin vers le Nord-Est. Enfin, à 11h, la perturbation a quitté notre zone d'étude en direction du Nord-Est/Est où les valeurs sont encore fortes. En revanche, nous voyons clairement l'assèchement qui se produit dans les parties Sud-Ouest ainsi que de la vallée. La partie Sud-Ouest où de très faibles valeurs sont situées est quant à elle soumise à un effet de bord.



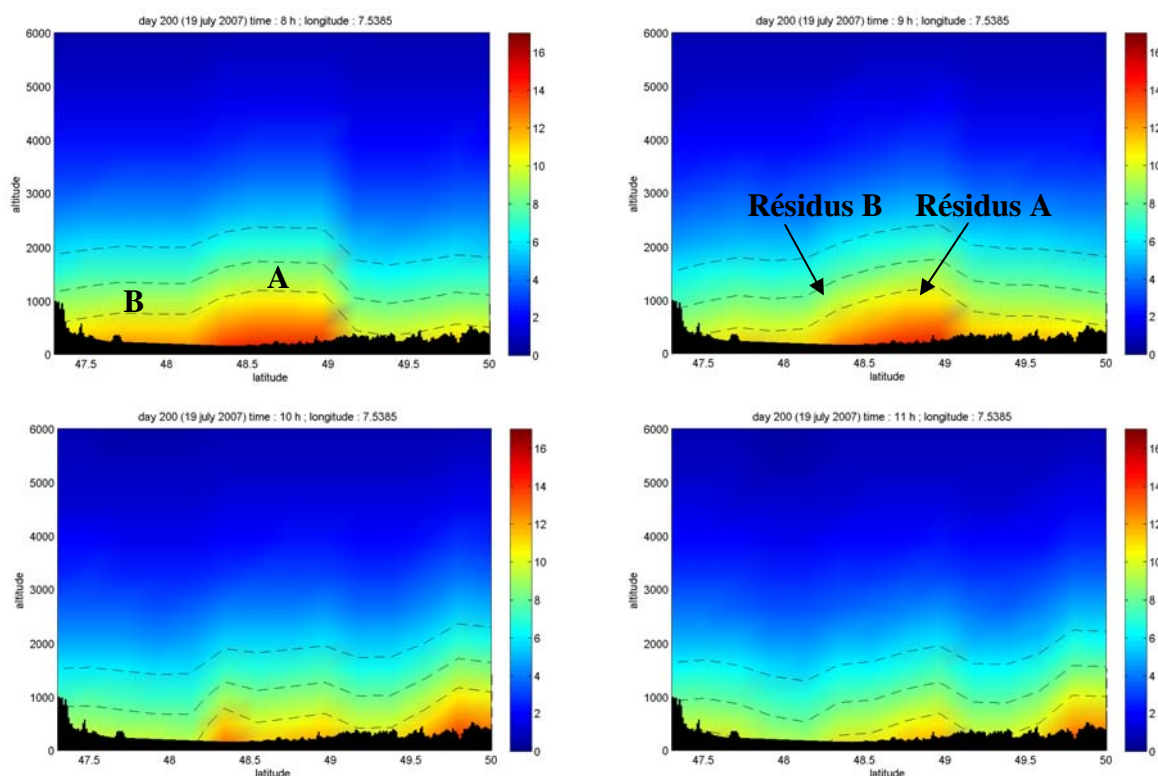


Figure 7.16: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à longitude constante  $7.54^\circ$ . 19 juillet 2007. 8h->11h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

En observant les coupes verticales Nord/Sud (Figure 7.16), nous comprenons un peu mieux les données radar Poldirad. En effet, à 8h, nous retrouvons nos deux cellules A et B. La cellule A se situe au Nord de la vallée du Rhin alors que la B se situe au Sud. A l'intérieur de la vallée, nous avons cette poche d'humidité qui apparaît pour des latitudes de  $48.5$  à  $49^\circ$ . A 9h, la cellule B s'est légèrement décalée sur les reliefs et n'est donc plus visible sur la coupe. Nous avons seulement des résidus. Il en est de même pour la cellule A qui s'est décalée vers le Nord-Est. A 11h, nous avons bel et bien un assèchement qui intervient comme le montre les cartes précédentes ainsi que le radar Poldirad.

Concernant les coupes verticales Est/Ouest présentées sur les figures 7.17 et 7.18, nous pouvons avoir un raisonnement plus complexe. En effet, nous allons montrer les deux coupes correspondant aux deux latitudes différentes ( $48.5^\circ$  et  $48.96^\circ$ ). La figure 7.17 correspond donc à la coupe à  $48.54^\circ$  tandis que la figure 7.18 correspond à la coupe  $48.96^\circ$ .

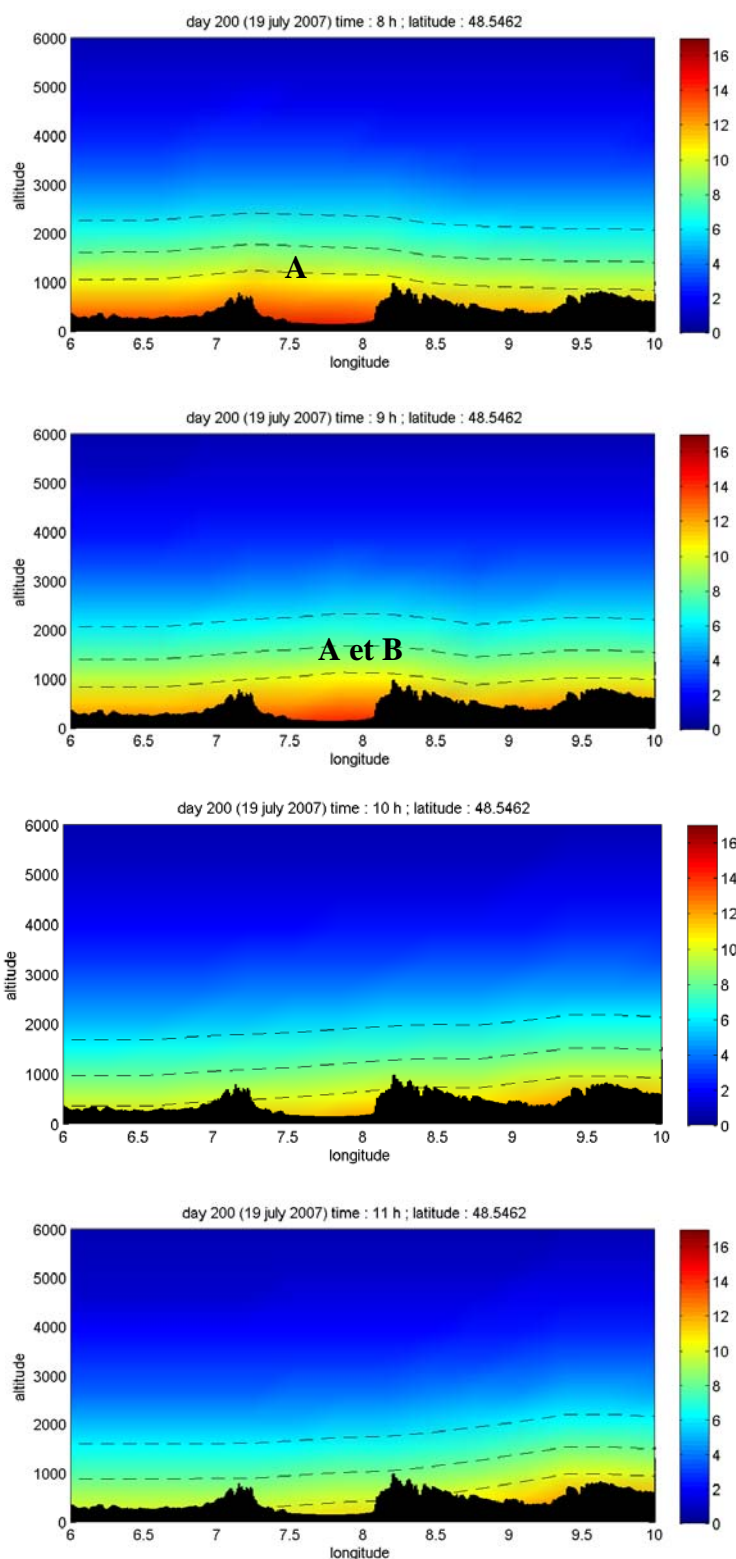


Figure 7.17: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à latitude constante  $48.54^\circ$ . 19 juillet 2007. 8h->11h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

Pour la coupe plus au Sud (Figure 7.17), nous constatons au début de l'épisode les fortes concentrations de vapeur d'eau à l'Ouest. Cette vapeur d'eau passe au-dessus du relief des Vosges au Nord du sillon Rhénan entre 8h et 9h et reste bloquée par le relief de la Forêt-Noire situé à l'Est. Nous pouvons remarquer pendant cette période l'accumulation d'humidité sur les contreforts du massif de la Forêt-Noire (cellules A et B). Nous avons donc un obstacle qui vient perturber l'écoulement de la perturbation. A 11h, lorsque la perturbation est passée, il y a également un assèchement de l'atmosphère à « l'entrée » de la vallée. Nous pouvons par ailleurs noter le léger gradient d'humidité qui suit le relief à l'Est de la coupe alors que le système précipitant s'est décalé vers les Alpes Schwabiennes.

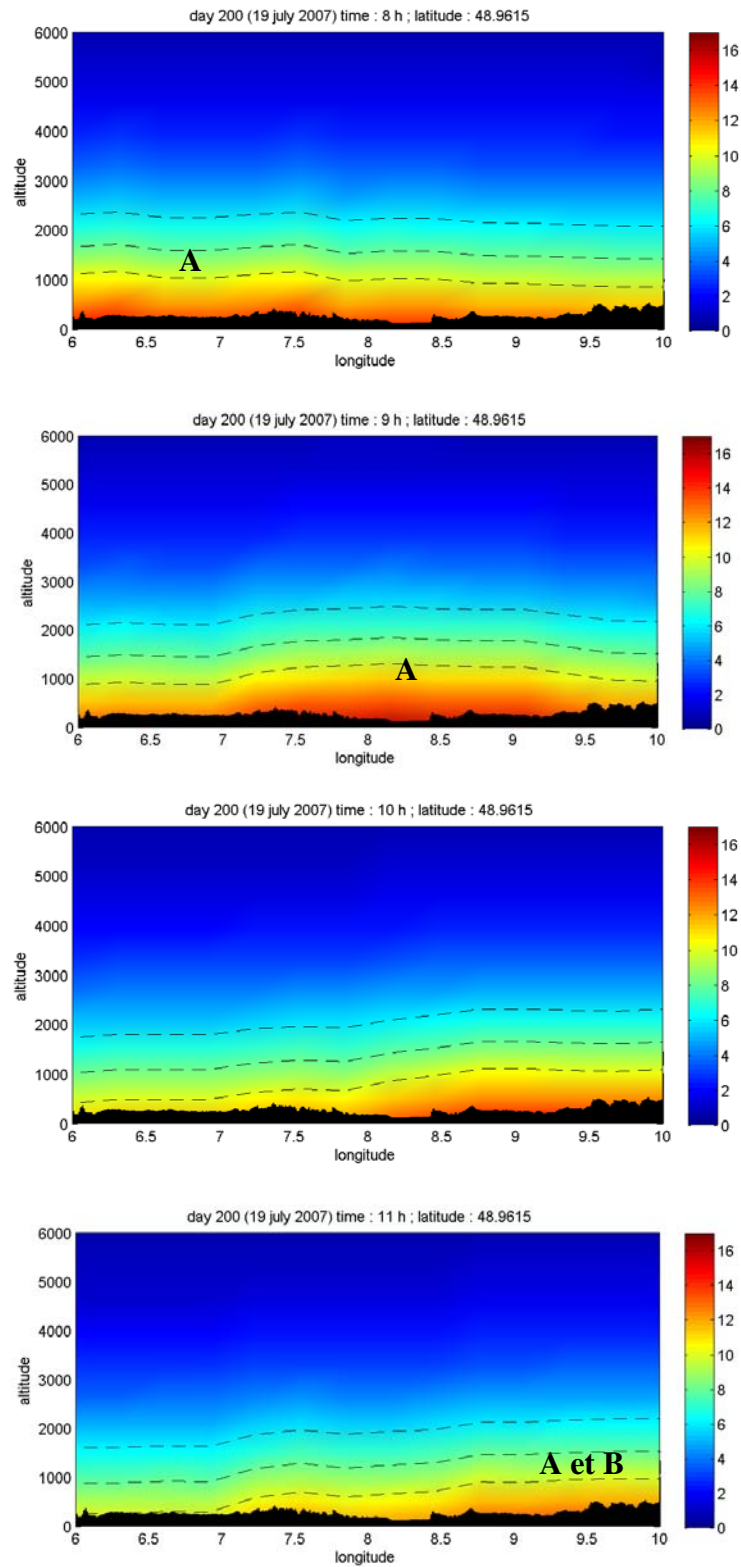


Figure 7.18: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à latitude constante 48.96°. 19 juillet 2007. 8h->11h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .

Concernant la coupe Est/Ouest transverse au Nord (Figure 7.18), nous pouvons observer le déplacement du maximum d'humidité (cellule A) au cours du temps. Il apparaît à 8h pour des longitudes de  $6.5^{\circ}$  à  $7.5^{\circ}$ . Il se décale ensuite à 9h entre  $7.5^{\circ}$  et  $9^{\circ}$  de longitude. Nous constatons qu'à cette heure-ci, la concentration de la densité de vapeur d'eau est d'ailleurs plus importante qu'à 8h. Enfin à 11h, nous pouvons observer les résidus d'humidité (A et B) pour des longitudes de l'ordre de  $9^{\circ}$ . Nous suivons donc le déplacement de la zone de précipitation avec l'évolution spatio-temporelle de l'humidité.

Le dernier point que nous pouvons noter concerne l'amplitude verticale de la densité de vapeur d'eau. En effet, si dans le cas précédent les plus grandes valeurs ne dépassaient pas 500m d'altitude, nous constatons ici que ces densités d'humidité atteignent 1000m voir 1500m d'altitude.

Le deuxième sous épisode ressemble au cas que nous avons pu traiter lors de la campagne GPS de Belgique d'octobre 2002 (cf chapitre 6). En effet, sur les images ci-dessous du radar Poldirad, nous voyons un front dépressionnaire très homogène se déplaçant vers l'Est.

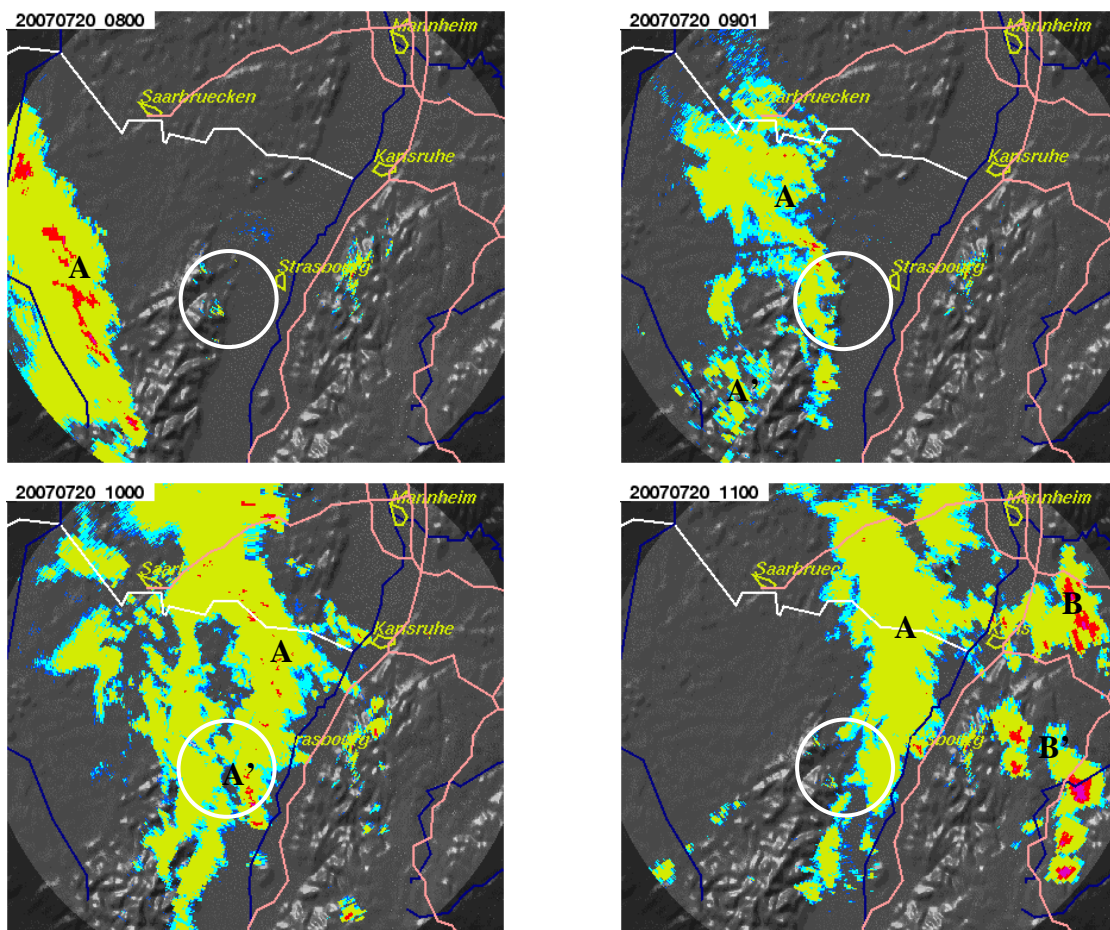


Figure 7.19: Cartes générales du radar Poldirad. Cellules précipitantes indiquées par les lettres. 20 juillet 2007. 8h->11h. Le cercle blanc indique le champ de vue du radar bande X.

Si nous analysons ces cartes radars, nous constatons que nous sommes en présence d'une ligne de grain notée A à 8h du matin. Ce front se déplace vers le Nord-Est et à 9h, il se disloque en deux parties notées A et A' lorsqu'il arrive sur les reliefs. Ce front se reconstitue ensuite à 10h dans la vallée du Rhin. Enfin, à 11h, le front A s'est reconstitué et semble stagner au Nord de la vallée du Rhin. Nous pouvons également pour cet horaire noter la présence de fortes cellules orageuses à l'Est (repère B et B'). Celles-ci se sont formées entre 10h et 11h au Sud de la vallée et on contournées les reliefs par l'Est avant de se décaler plus au Nord.

Le moment le plus intéressant à étudier avec ce cas intervient entre 9h et 10h. En effet, pendant cet intervalle de temps, le front arrive sur les premiers contreforts précédents la vallée et se disloque un peu. 1h après (à 11h), le front retrouve sa forme d'origine et a pénétré légèrement dans la vallée. Nous allons essayer de comprendre sur ce cas le rôle que joue le relief dans la dislocation de la perturbation.



Les images du radar bande X sur la figure 7.20 nous montrent de manière plus précise cette dislocation qui intervient lorsque la perturbation arrive dans la vallée.

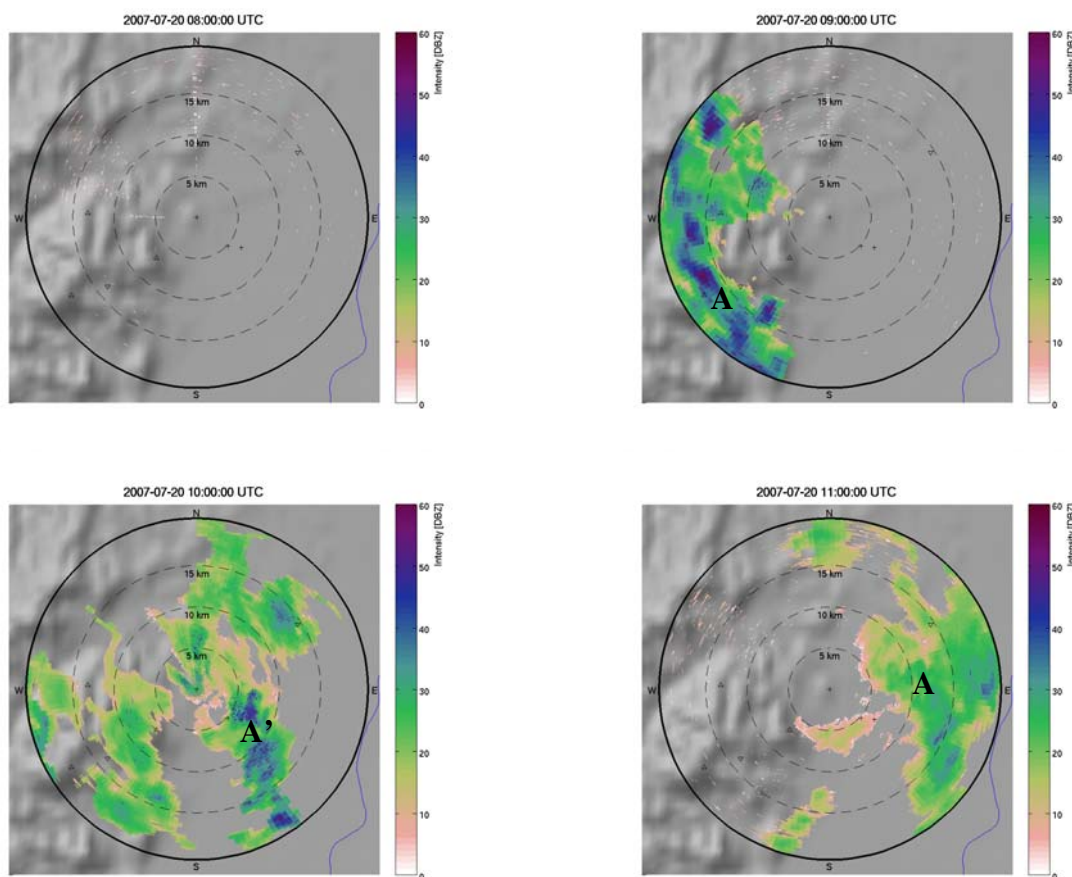


Figure 7.20: Cartes générales du radar bande X. Cellules précipitantes indiquées par les lettres. 20 juillet 2007. 8h->11h.

Nous constatons en effet qu'à 9h le front est encore homogène alors qu'à 10h il est déjà plus clairsemé. Ce déchirement à semble-t-il une incidence directe sur les précipitations (ou la réflectivité pour les images radar). En effet, à 10h, nous remarquons que la perturbation semble baisser d'intensité. Enfin, à 11h, la perturbation s'est reformée à l'intérieur de la vallée et s'évacue par l'Est.

Les résultats tomographiques présentés sur la figure 7.21 affichent la même tendance que les radars. En effet, sur la coupe tomographique horizontale à 500m, nous voyons qu'à 8h la perturbation arrive sur le réseau par le Sud. Les valeurs sont encore assez faibles en raison des effets de bords dans la zone faussant l'interpolation. Toutefois, nous pouvons noter l'humidité arrivant en amont de la vallée correspondant au repère A. A 9h, l'humidité a

augmenté de manière générale sur le domaine. Nous avons bien une dispersion de la densité de vapeur d'eau en différents spots. En effet, nous retrouvons des zones à plus fortes concentrations de vapeur d'eau au nord de la vallée (repère A), à l'ouest des contreforts des Vosges (repère A'), ainsi qu'au Sud. A 10h, la vapeur d'eau provenant du Sud correspond à la formation des cellules B et B'. La carte de 11h nous montre que le front s'est recréé au Nord de la vallée en A et qu'il semble prendre la direction du Nord-Est. Nous avons également des fortes valeurs de densités de vapeur d'eau en B et B' où les orages violents ont lieu.

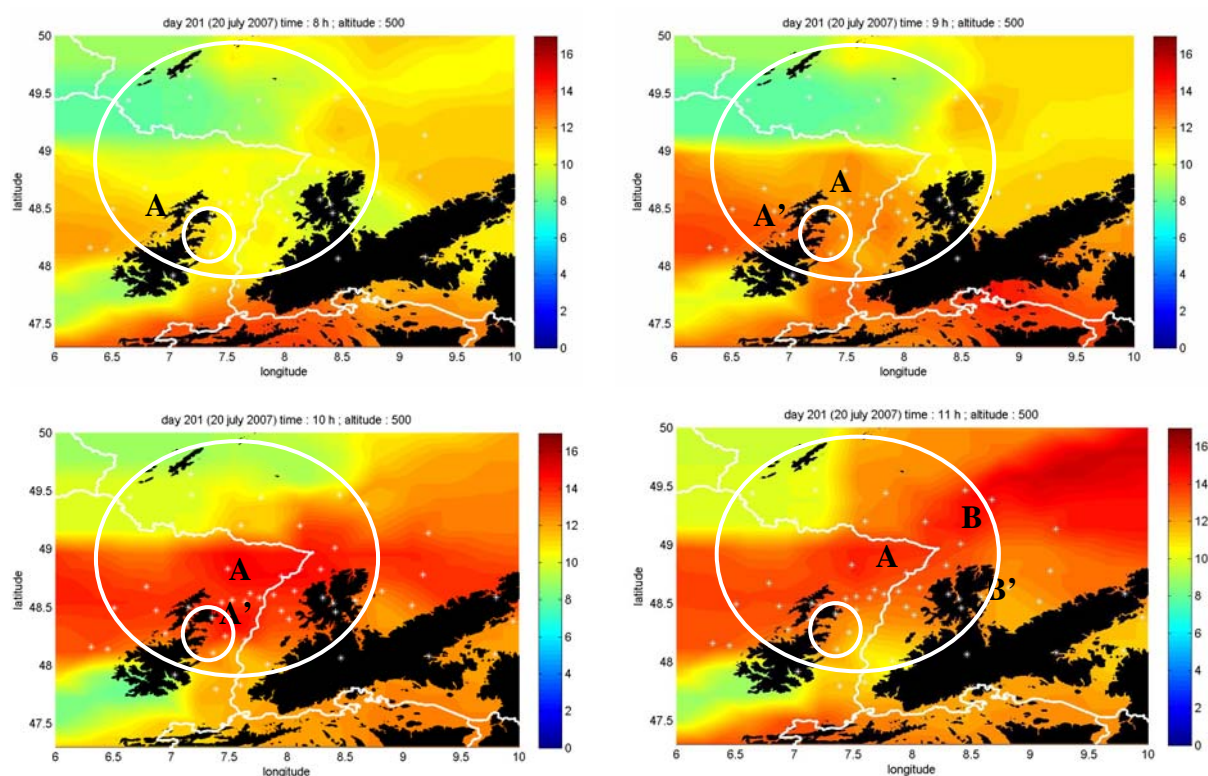


Figure 7.21: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour les coupes d'altitudes à 500m. 20 juillet 2007. 8h->11h. Les cercles blancs indiquent les champs de vue des radars Poldirad et bande X.

Les coupes verticales Nord/Sud de la figure 7.22 vont nous confirmer ce que nous venons d'avancer. En effet, en regardant les premières coupes transverses, nous remarquons que la vallée du Rhin est sèche à l'exception de la partie Sud en raison (principalement) d'effets de bords. Toutefois, à 9h, nous pouvons constater qu'il y a un maximum d'humidité (cellule A) qui a atteint le Nord de la vallée. Nous remarquons également que nous avons deux zones distinctes d'humidité. La première zone se situant vers  $47.8^\circ$  et correspondant à l'humidité provenant du Sud, la deuxième zone correspondant à A. C'est la première fois que



nous observons ce phénomène dans cette vallée. Enfin, à 11h, le maximum d'humidité (cellule A) s'intensifie au Nord de la vallée du Rhin en accord avec les cartes radars.

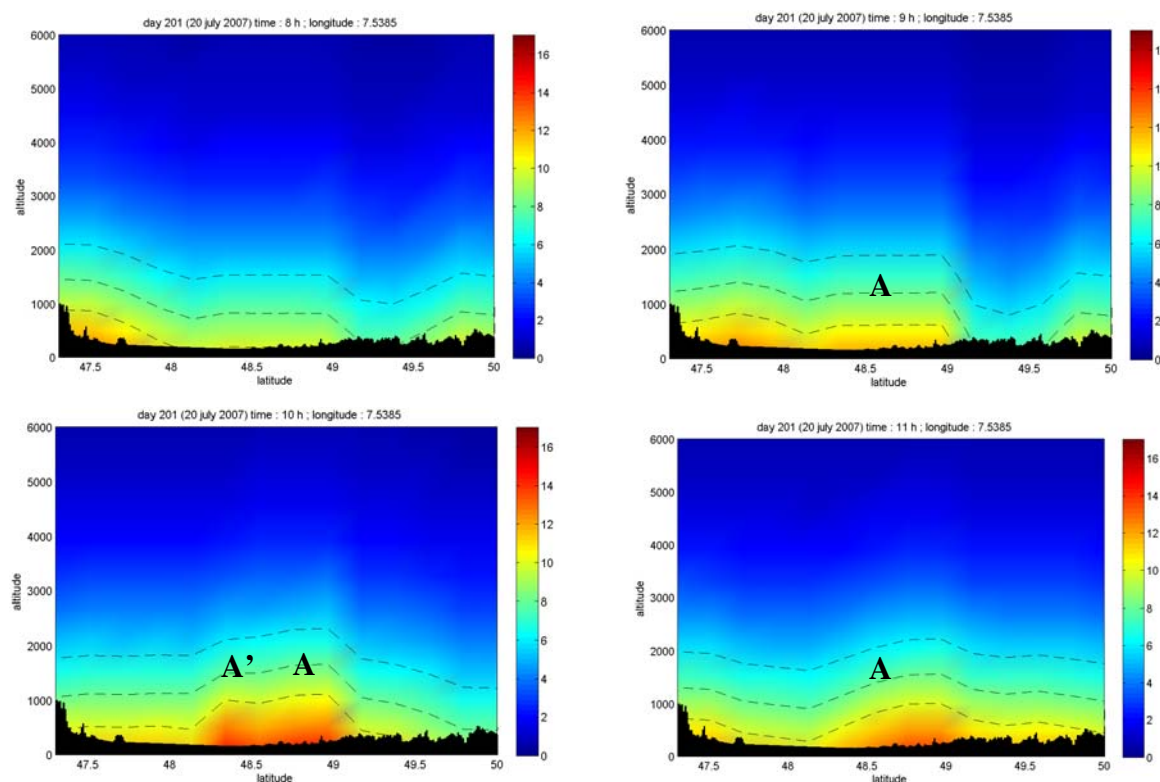


Figure 7.22: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à longitude constante  $7.54^\circ$ . 20 juillet 2007. 8h->11h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

Nous présentons sur les figures 7.23 et 7.24 les coupes verticales transverses Est/Ouest toujours pour le même cas. La figure 7.23 rassemble à nouveau l'évolution de la densité pour une coupe au Sud de la vallée, la figure 7.24 présentant les coupes un peu plus au Nord.

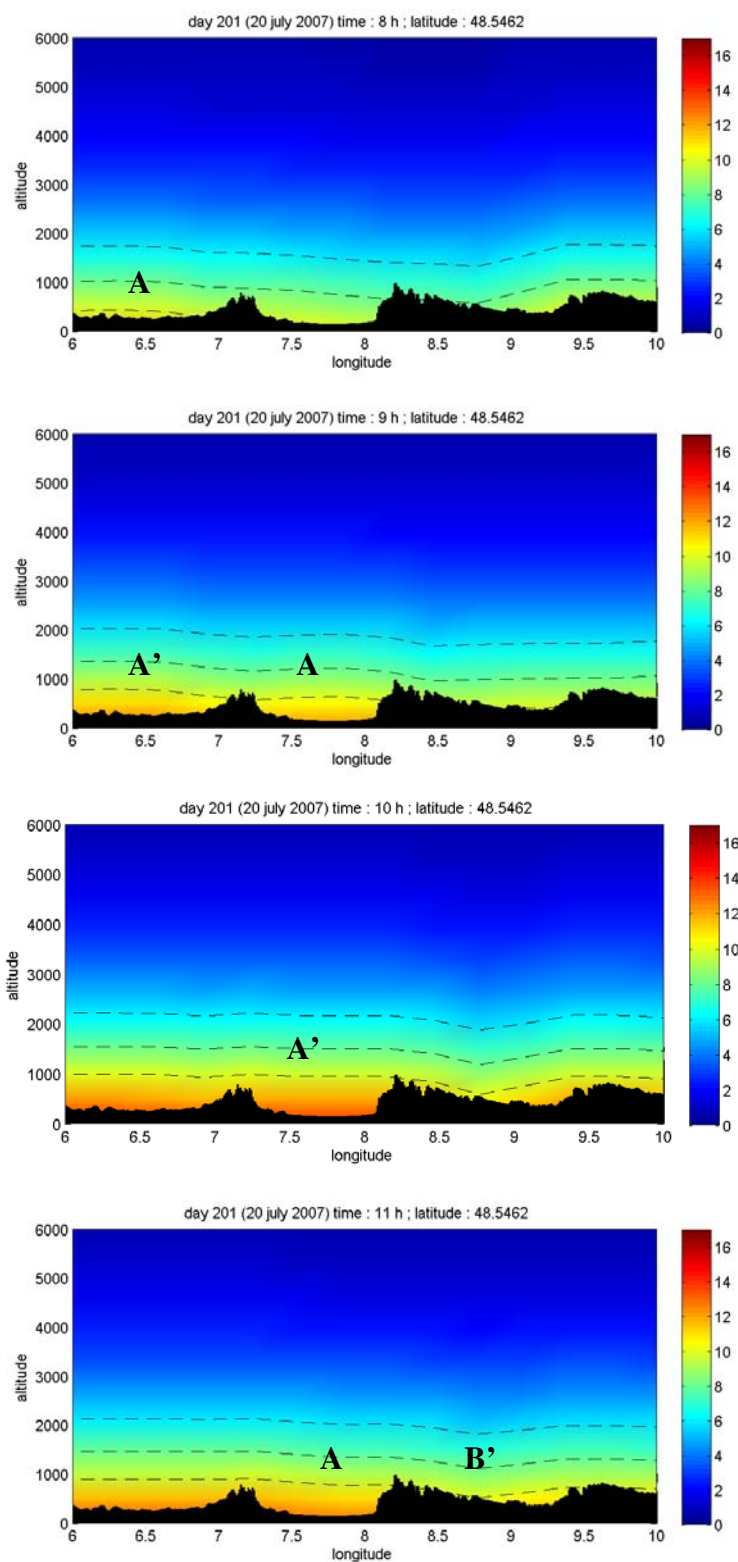


Figure 7.23: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à latitude constante 48.54°. 20 juillet 2007. 8h->11h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .

Les coupes à  $48.5^\circ$  nous montrent qu'à 8h nous commençons à avoir un apport d'humidité par l'Ouest. Les valeurs ne sont pas encore très élevées mais la cellule arrive sur le relief. A 9h, le front s'est désagrégé au passage de la montagne. Une partie se situe à l'entrée de la vallée en A alors qu'une autre A' est encore située à l'Ouest. Enfin, à 11h, la bande A s'est reconstituée et nous voyons également apparaître sur cette coupe la zone humide B'.

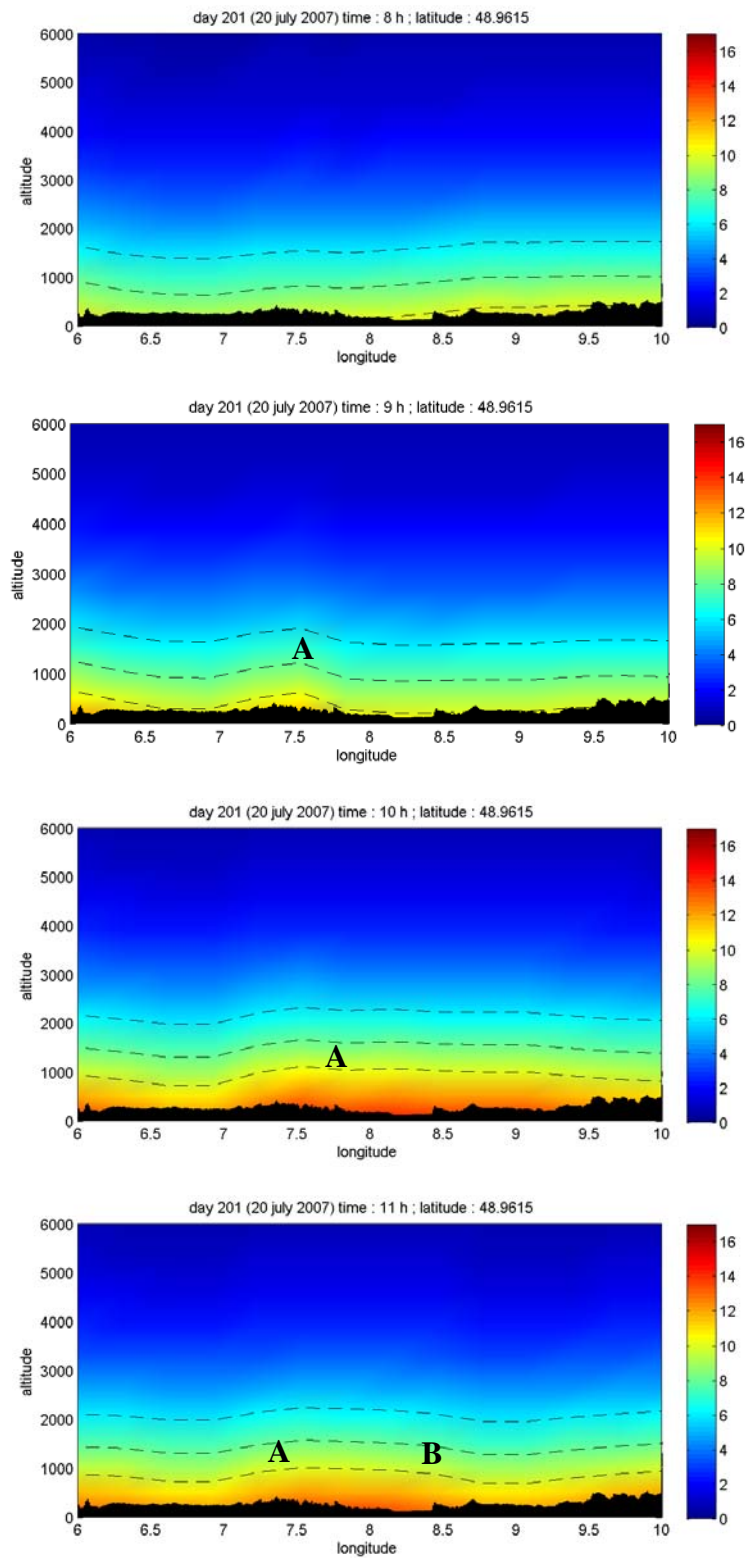


Figure 7.24: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe à latitude constante 48.96°. 20 juillet 2007. 8h->11h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et 6  $\text{g/m}^3$ .

Sur les coupes à  $48.96^\circ$ , nous observons la même tendance que précédemment. L'atmosphère est sèche à 8h alors que la perturbation arrive juste sur le réseau. A 9h, on voit apparaître un maximum d'humidité (cellule A) aux alentours de  $7.8^\circ$  en accord avec la carte de réflectivité radar. Enfin, à 11h, la cellule A est reconstituée et correspond à des valeurs d'humidités élevées. Les cellules à fortes humidités provenant du Sud sont également visibles (repère B; B' étant en dehors de la coupe). Leurs localisations pour une longitude de  $8.5^\circ$  correspond également aux données radars.

Ce cas nous a donc permis de voir pour la première fois le rôle du relief dans le mouvement de l'humidité. Nous avons également pu voir des fortes valeurs de réflectivité s'amonceler aux parois du relief avant de franchir celui-ci. A l'heure actuelle, nous disposons seulement d'un jeu de données limité pour COPS, donc nous ne pouvons malheureusement fournir que des résultats tomographiques horaires. Une étude tous les quarts d'heure ou toutes les demi-heures auraient peut-être mis plus en évidence ces phénomènes que nous avons observés.

### **c. Cas des 12 et 13 août 2007**

Le dernier cas que nous présenterons pour la campagne COPS a eu lieu dans la nuit du 12 au 13 août 2007. Comme nous pouvons le constater sur les images Poldirad de la figure 7.25, ce cas a été le plus violent de tous les POI (Période d'Observation Intense) traitées. Il nous a semblé intéressant de le présenter dans ce rapport en raison justement des valeurs de réflectivités élevées.

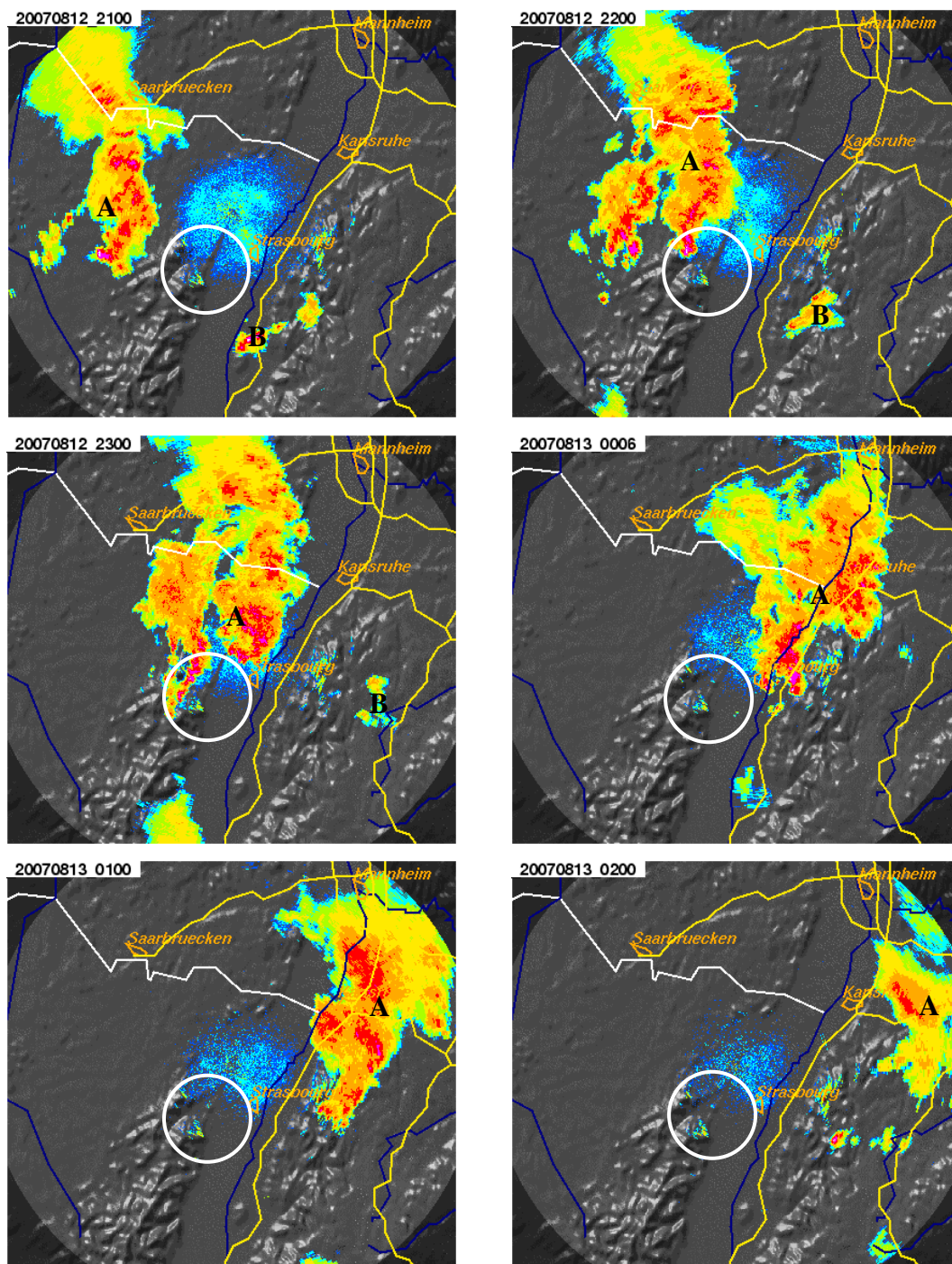


Figure 7.25: Cartes générales du radar Poldirad. Cellules précipitantes indiquées par les lettres. 12 au 13 août 2007. 21h->2h. Le cercle blanc indique le champ de vue du radar bande X.

Si ce cas a été bien suivi par le radar Poldirad ou le réseau GPS, il n'en est pas de même pour le radar bande X déployé par le LaMP. En effet, les cellules passent à nouveau trop au Nord pour ce radar de portée limitée.

De plus, les résultats tomographiques sont assez surprenants. En effet, lorsque l'on regarde les coupes horizontales à 500m de la figure 7.26, nous constatons qu'il n'y a pas



véritablement de fortes valeurs de densité de vapeur d'eau dans les régions où se situe la perturbation.

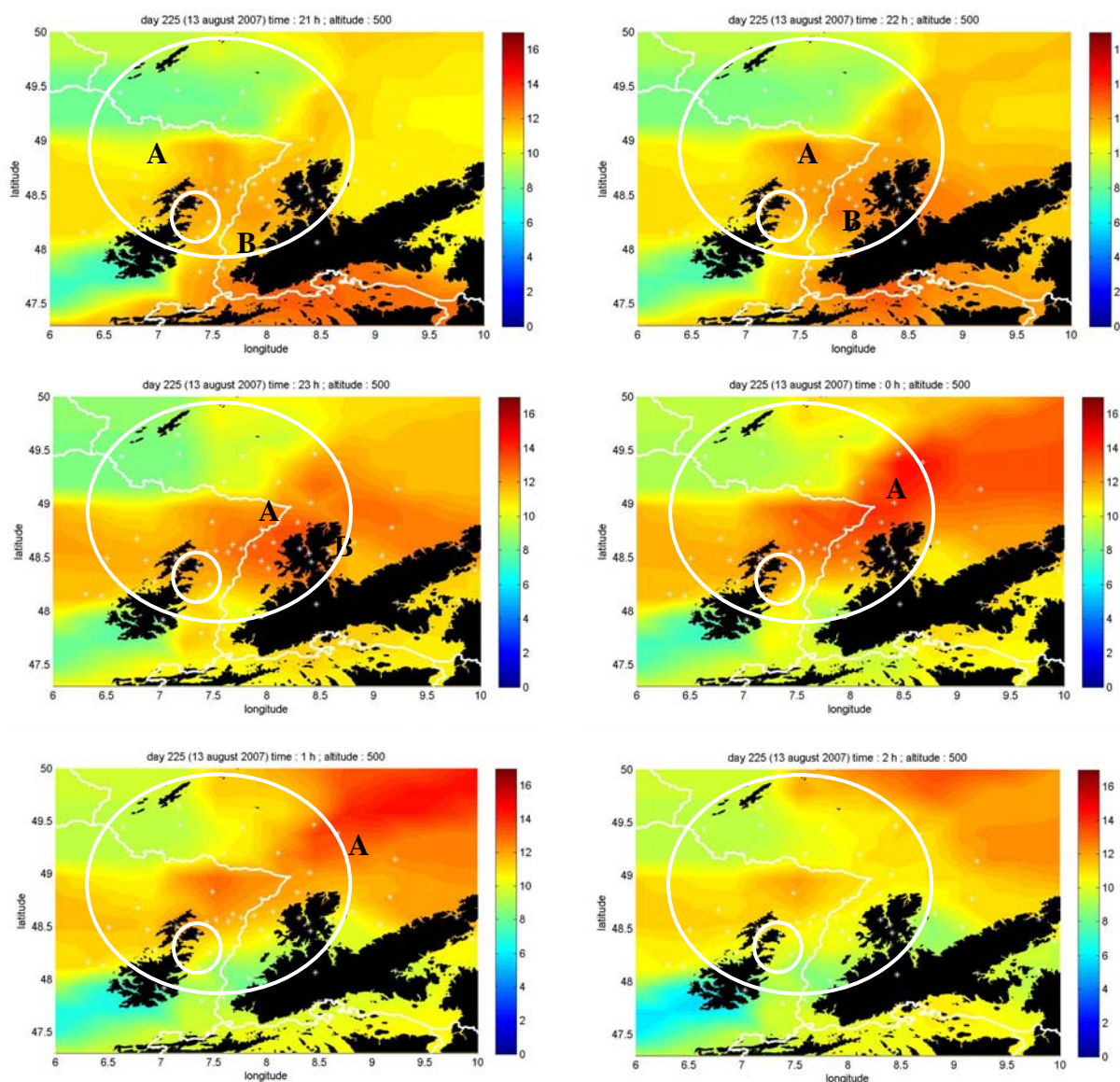


Figure 7.26: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour les coupes d'altitudes à 500m. 12 au 13 août 2007. 21h->2h. Les cercles blancs indiquent le champ de vue des radars Poldirad et bande X.

Nous retrouvons toutefois une augmentation du maximum d'humidité au fil des heures ainsi qu'une progression vers le Nord-Est en accord avec le système précipitant observé avec le radar Poldirad. Nous constatons également l'assèchement après le passage de la perturbation. Mais il est surprenant qu'une perturbation comme celle-ci n'ait pas de signature atmosphérique plus prononcée. Quoiqu'il en soit, pour la succession de ces épisodes, nous

avons une vallée du Rhin plutôt sèche avec de l'humidité uniquement au Nord du sillon Rhénan. A nouveau, il apparaît que le massif des Vosges fait office d'écran à la propagation de la vapeur d'eau.

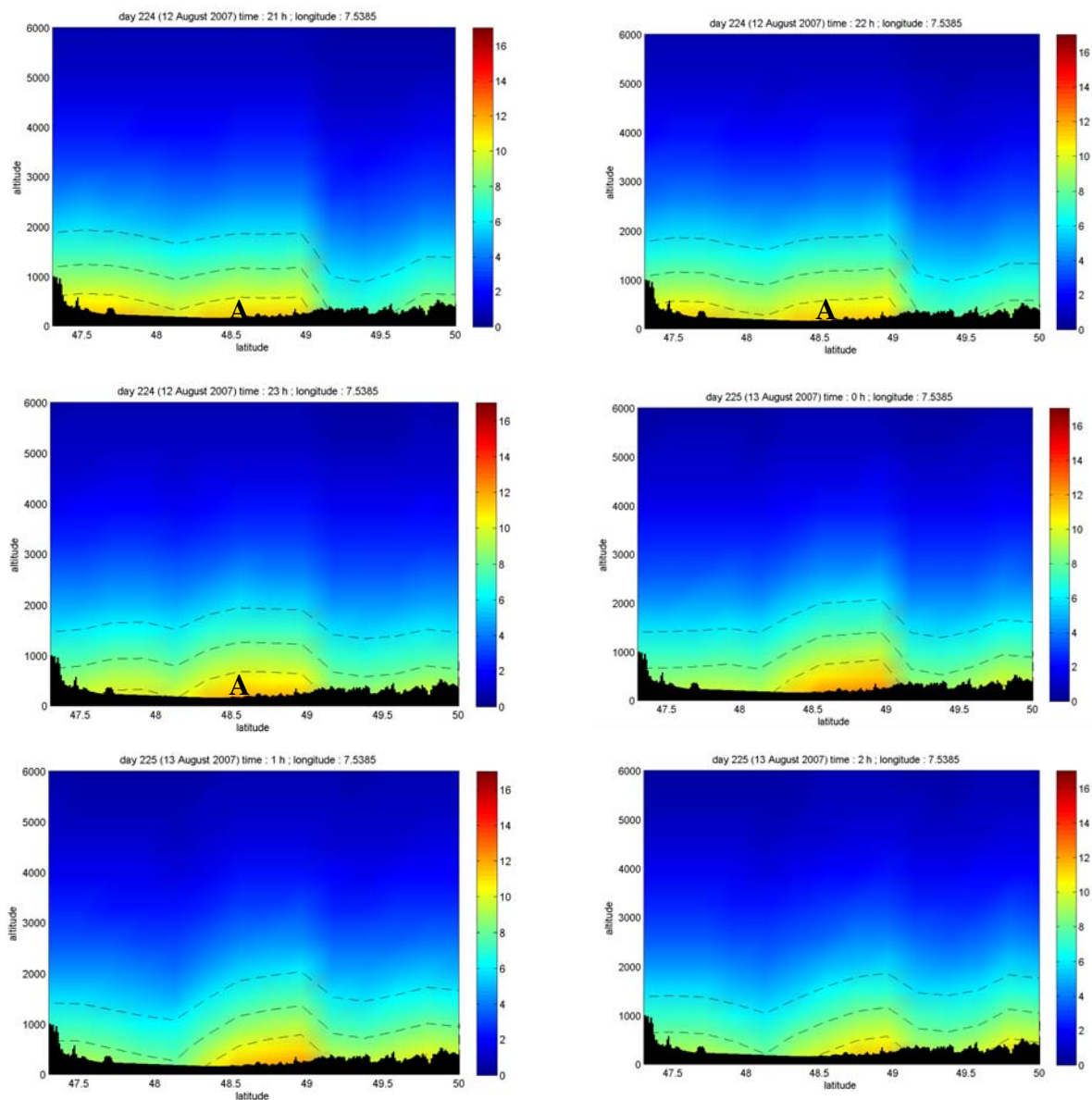


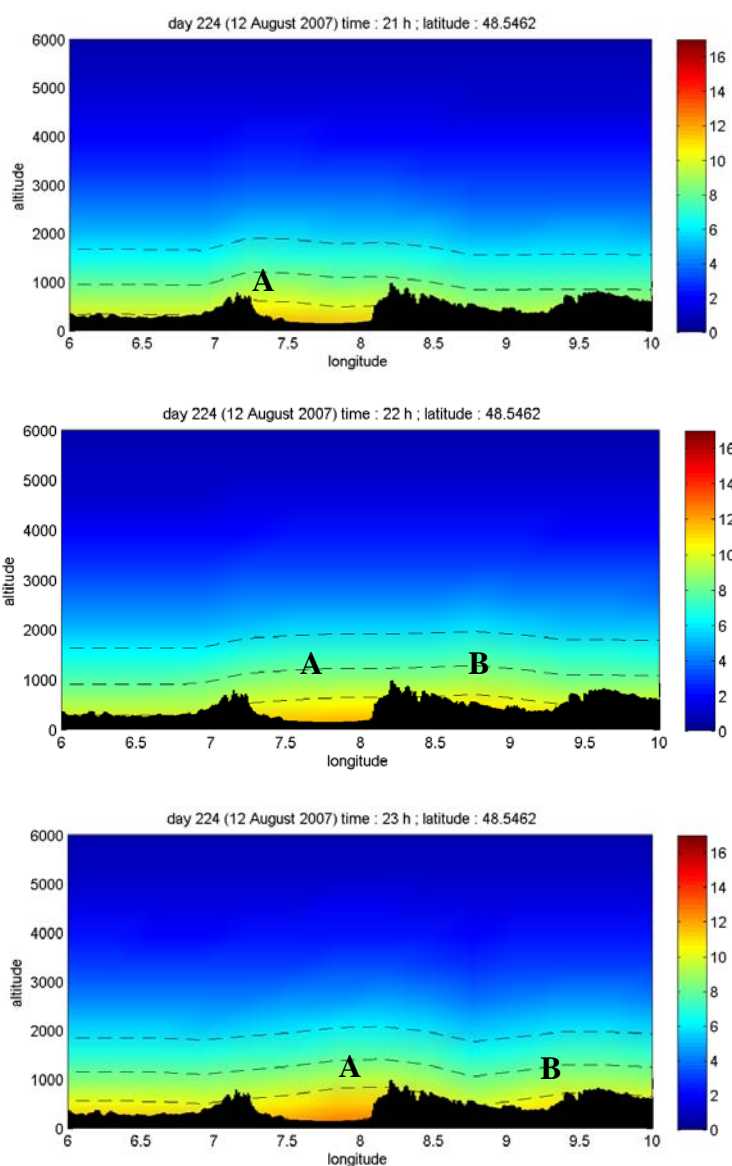
Figure 7.27: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe Nord/Sud à longitude constante  $7.54^\circ$ . 12 au 13 août 2007. 21h->2h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

Concernant les premières coupes verticales Nord/Sud présentées sur la figure 7.27, nous pouvons noter que même si la perturbation ne rentre pas dans la vallée, nous avons des valeurs de densité de vapeur d'eau significative. Certes, le gros de l'humidité est toujours situé au niveau de l'entrée ( $48.5^\circ$  repère A) où le front se déplace. L'humidité augmente



d'ailleurs légèrement entre 23h et 0h lorsque la perturbation est active. Elle diminue ensuite au fur et à mesure que la perturbation s'évacue.

Les coupes verticales Est/Ouest (figures 7.28 et 7.29) vont confirmer ce que nous venons d'avancer. Comme précédemment, nous avons la figure 7.28 correspondant à la coupe à 48.5° de latitude à l'entrée de la vallée du Rhin et la figure 7.29 correspondant à la coupe à 48.9° de latitude un peu plus au Nord.



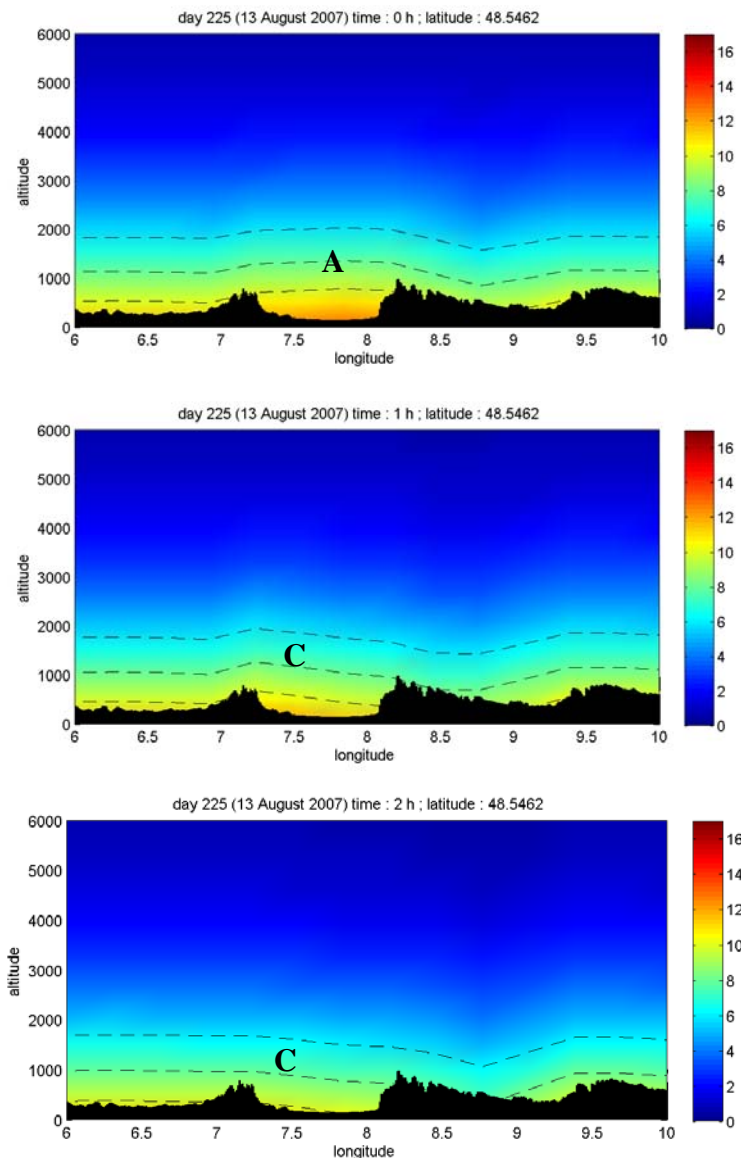
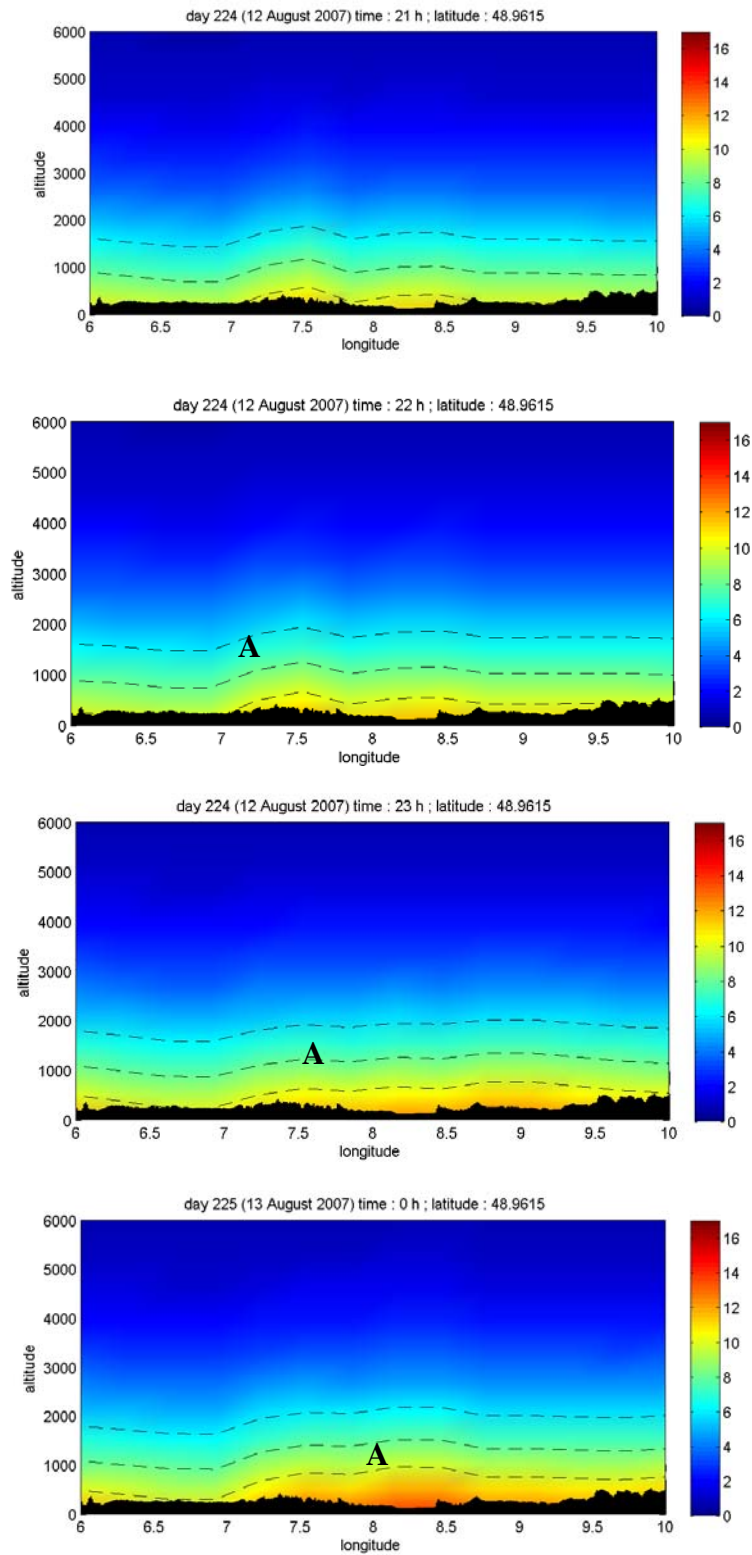


Figure 7.28: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe Est/Ouest à latitude constante  $48.54^\circ$ . 12 au 13 août 2007. 21h->2h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

Concernant la première coupe Est/Ouest à  $48.54^\circ$ , nous remarquons dès les premières heures de l'épisode la distribution verticale importante de l'humidité. Nous retrouvons le passage de la perturbation A et B sur ces coupes. Nous pouvons d'ailleurs suivre son évolution et son déplacement vers l'Est. La vapeur d'eau se situe en amont de la précipitation puis est bloqué par la Forêt-Noire. Le système se désagrège ensuite bien qu'il reste quelques zones humides résiduelles pour les dernières heures présentées (repère C).



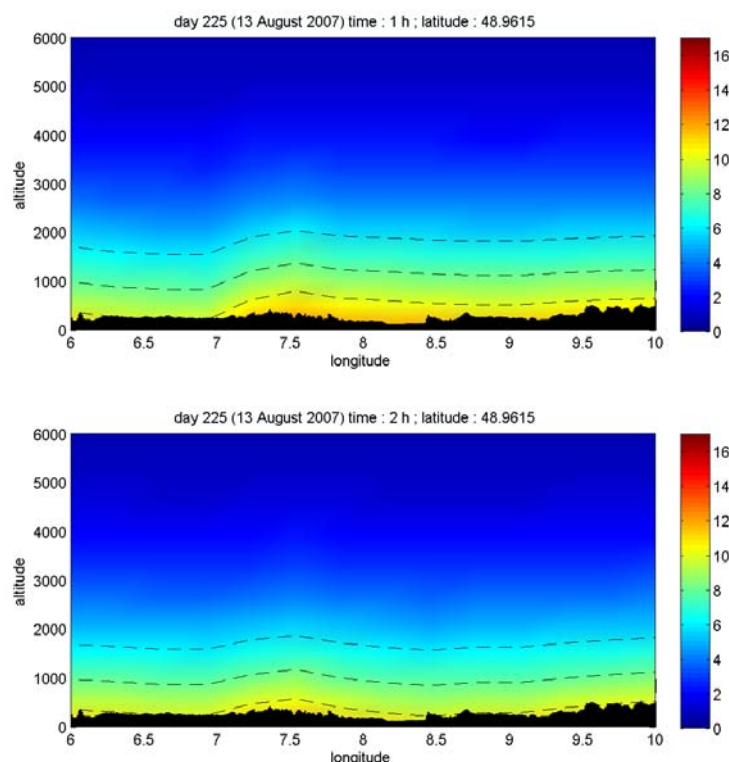


Figure 7.29: Résultats tomographiques (densité de vapeur d'eau en  $\text{g/m}^3$ ) pour la coupe Est/Ouest à latitude constante  $48.96^\circ$ . 12 au 13 août 2007. 21h->2h. Les lignes pointillées correspondent aux niveaux d'humidité de 10, 8 et  $6\text{g/m}^3$ .

Concernant maintenant la répartition horizontale de l'humidité, nous pouvons à nouveau remarquer la cellule A qui évolue au Nord du réseau. Son déplacement est net sur les coupes de la figure 7.29. La petite cellule B n'est cependant pas visible sur ces coupes. Nous pouvons quand même noter l'étalement de l'humidité en direction de l'Est. La vapeur d'eau n'étant pas gênée par des obstacles, celle-ci s'étale en plaine sans difficulté.

Ce dernier cas conclut donc le travail de comparaison tomographie/radar pour la campagne COPS. Nous avons pu mettre en évidence le rôle du relief à travers différents exemples dans la participation aux mouvements de la vapeur d'eau. Comme pour les cas traités sur le domaine GPS de Belgique, nous avons pu constater différentes répartitions de l'humidité en fonction des précipitations observées. Notamment des cas où l'humidité précédait les cellules précipitantes, ou encore des cas où l'humidité était drainée vers le sol avec les précipitations. Nous avons enfin pu montrer le lien entre les précipitations et la vapeur d'eau avec le cas du fractionnement de la perturbation au niveau du relief.

## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les travaux que nous avons conduits pendant 3 années nous ont permis de mettre au point un logiciel de tomographie GPS troposphérique, de le tester, et de l'appliquer à différentes campagnes de mesures. Les résultats obtenus ont servi à étudier la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau. Le lien entre l'évolution de l'humidité et les systèmes convectifs et précipitant observés par des radars météorologiques a également été abordé dans le traitement de ces différentes campagnes. Nous allons maintenant exposer dans les paragraphes suivants les conclusions ainsi que les perspectives de ces travaux.

Le chapitre 1 de ce manuscrit a permis de poser les bases mathématiques et physiques de la problématique des systèmes inverses. Comme nous avons pu le voir, le principe de tomographie n'est pas un problème simple. Poser les bonnes questions face à un problème et pouvoir répondre de la meilleure manière possible demande une analyse complète et complexe de tous les paramètres qui rentrent en jeu. Nous avons pu voir les différentes stratégies et équations qui peuvent être mises en place pour arriver à ces fins. Le problème inverse lié au GPS est un problème partiellement déterminé dans lequel la répartition des rais à l'intérieur d'un volume donné conduit à une résolution par la méthode des moindres carrés pondérés amortis. L'utilisation de cette méthode demande à l'utilisateur de fournir des conditions initiales au problème afin d'en trouver la meilleure solution. Cette initialisation a un rôle prépondérant dans la mise en équation et la résolution du problème. Des valeurs initiales provenant d'un profil standard de l'atmosphère réalisé en effectuant des moyennes de divers radiosondages ont été utilisées dans la plupart des cas. Le paramètre alpha quant à lui a une grande importance dans le poids que nous donnons à nos données. A l'heure actuelle, ce paramètre est un scalaire qui rend compte de manière globale à la résolution du système. Une des perspectives de ces travaux pourrait être la mise en place d'un paramètre alpha matriciel permettant de prendre en considération l'erreur des données GPS pour chaque voxels du volume considéré. L'utilisation d'une telle matrice permettrait de donner différentes valeurs au paramètre alpha suivant la disposition des rais. Ainsi, nous pourrions donner un poids plus important à l'initialisation dans les voxels vides de toute information, et inversement, minimiser l'intervention des valeurs initiales lors de l'inversion si les voxels possèdent des informations provenant des rais (donc des données GPS). Les équations utilisées permettent aussi de mettre en place un filtre de Kalman afin d'assurer un lien temporel entre les diverses

échéances tomographiques. Là encore, une étude plus complète de ce filtre pourrait permettre d'améliorer la dépendance temporelle entre deux événements.

Le chapitre 2 explique de manière détaillée le principe de la tomographie troposphérique non plus au niveau équationnel mais de manière pratique. A cet effet, nous expliquons dans le détail les différents paramètres mis en scène afin d'étudier la vapeur d'eau. Le retard de propagation des ondes électromagnétiques à travers le trajet satellite-station GPS est à la base de l'information que nous exploitons. Par le biais du logiciel GAMIT, nous sommes en mesure de connaître les valeurs du retard total du signal. Les mesures de pression au sol nous permettent de retrouver la composante hydrostatique du retard atmosphérique. Il ne reste plus qu'à retrouver les valeurs du retard dû à la composante humide pour permettre d'étudier la vapeur d'eau. Cette partie se fait grâce à la connaissance de la température au sol. Ce retard sera ensuite converti en IWV. Cette grandeur nous permet de connaître l'évolution 2D de la vapeur d'eau à travers le domaine considéré. L'inconvénient majeur des IWV provient du fait que ce sont des valeurs intégrées. Nous ne connaissons donc pas la répartition de l'humidité en fonction de l'altitude. Pour arriver à cela, nous projetons les IWV sur la ligne de vue des satellites au moyen de fonctions de projections. Les travaux que nous avons réalisés ont tous utilisé les fonctions de projection développées par Niell, les plus communément utilisées. Une des perspectives à ces travaux serait de tester les autres fonctions de projections existantes afin d'en connaître l'impact sur les temps de calcul mais également sur les résultats tomographiques.

Le chapitre 3 a exposé de manière précise les différents tests de sensibilités et de validations que nous avons menés afin de connaître la réponse de notre logiciel tomographique face à différents paramètres. Pour ce faire, nous avons comparé nos résultats à ceux provenant d'un modèle atmosphérique servant de référence. Les tests se sont voulu le plus complet possible en faisant varier le plus grand nombre de paramètres. Nous avons ainsi pu voir l'influence du problème de la dilution verticale sur les résultats que nous avons dans le cadre d'une initialisation par profil standard recalé avec les valeurs des IWV. Cet effet peut toutefois être grandement atténué si un ou plusieurs radiosondages (ou tout autre profil de densité de vapeur d'eau) sont exploitables comme valeurs initiales. Nous avons également pu constater l'impact de la géométrie du réseau sur les résultats tomographiques. En effet, il n'est pas forcément nécessaire d'avoir un grand nombre de stations GPS pour conduire une tomographie de qualité. La répartition des rais dans les voxels conditionne grandement la

mise en équation. Ainsi, la disposition des stations est un paramètre important pour compter obtenir des résultats les plus proches de la réalité. Il vaut donc mieux avoir peu de stations positionnées judicieusement et couvrant l'intégralité du réseau, qu'un grand nombre de stations avec des dissymétries de placement. En effet, cette disposition est très importante dans la minimisation des effets de bords observés dans nos résultats. Nous avons également testé l'influence de la taille (ou le nombre) des voxels. Là encore, il s'agit de fixer avec prudence ce paramètre. En effet, la taille des voxels va rentrer directement en ligne de compte dans la répartition des rais à l'intérieur de notre volume. Ce paramètre va donc jouer sur le caractère partiellement déterminé de l'inversion tomographique. Peu de voxels permet d'avoir moins de voxels vides mais diminue la résolution spatiale des résultats alors qu'un grand nombre de voxels augmente cette résolution mais donne plus de poids aux valeurs initiales au détriment des données GPS. Ce chapitre fait à nouveau référence au paramètre  $\alpha$ . Nous avons pu montrer le rôle déterminant qu'il a dans l'inversion en elle-même de manière succincte. Comme précisé dans le paragraphe précédent, une étude complète sur l'impact de ce paramètre serait nécessaire. Elle permettrait de tester le cas scalaire et matriciel mais également de trouver une stratégie générale pour fixer ce paramètre. Enfin, ce chapitre aborde les résultats obtenus avec l'utilisation ou non du filtre de Kalman. Là encore, une étude plus complète permettrait de mieux comprendre l'importance de ce coefficient sur son rôle dans la tomographie.

Le chapitre 4 fait référence à l'utilisation des systèmes radars. Nous y exposons dans un premier temps les équations régissant le principe de télédétection. La seconde partie quant à elle expose les deux algorithmes de reconstruction que nous avons développés afin de reconstruire des données radars endommagées. Comme dans le cadre des tests de sensibilités effectués pour la tomographie, nous avons fourni une série de tests basés sur les résultats obtenus en comparaison avec des cartes de références. Le premier principe de reconstruction se base sur une interpolation linéaire entre des données non endommagées. Le deuxième principe utilise le principe des données voisines afin d'effectuer la reconstruction. Nous avons pu conclure que ces deux algorithmes permettent une reconstruction efficace et rapide des cartes de réflectivités radars endommagées. Ce chapitre expose en outre de manière succincte les différents radars que nous avons pu utiliser lors des campagnes GPS que nous avons traitées. Nous y retrouvons 3 types de radars différents avec chacun leurs caractéristiques techniques. Enfin, l'utilisation de pluviomètres afin de connaître le taux de précipitation sur

une zone donnée peut nous servir de compléments d'informations au sol pour des comparaisons entre l'humidité et les cellules précipitantes.

Le chapitre 5 expose les résultats tomographiques obtenus dans le cadre de la campagne OHMCV. Cette campagne regroupe un réseau dense de 16 stations GPS localisées dans la région des Cévennes au sud de la France. Ce réseau nous a permis de mettre pour la première fois en pratique notre logiciel de tomographie. Il a par ailleurs servi de référence lors de la résolution de quelques tests de sensibilités. Nous exposons dans ce chapitre deux cas de pluies intenses intervenues des 8 au 11 octobre 2002 et des 20 au 22 octobre 2002. Les résultats tomographiques ont permis de mettre en évidence l'évolution de la vapeur d'eau en comparaison avec les cartes de réflectivités radar obtenues par le radar météorologique de Bollène. Les résultats concernant cette campagne nous ont permis de montrer que la vapeur d'eau pouvait être présente en avant des systèmes précipitant. Nous avons également pu voir que l'humidité était entraînée au sol par les fortes précipitations. Il en résulte donc une atmosphère sèche à la verticale du front étudiée. Nous avons également pu soulever la question du déplacement de l'humidité en relation avec le vent. Concernant la validité des résultats, nous pouvons estimer que l'erreur commise sur les densités de vapeur d'eau sont de l'ordre du  $1/2 \text{ g/m}^3$  en se basant sur les résultats des tests de sensibilités. En effet, une partie de ces tests ayant été effectués avec le réseau OHMCV, il est normal d'avoir le même ordre de grandeur pour ces résultats. Ce premier réseau tomographique nous a permis d'effectuer des études fines à l'échelle d'une cellule de précipitation. Toutefois, en regard à la taille du réseau très petite, la probabilité d'avoir une cellule convective passant à la verticale de la zone d'étude est très faible. C'est pourquoi nous avons alors effectué de la tomographie en Belgique.

Le chapitre 6 fait référence aux résultats obtenus en partenariat avec l'Institut Royal Météorologique de Belgique. Ce pays possédant un nombre très important de stations GPS avec une couverture excellente, nous avons pu y conduire des travaux de qualités sur deux cas très différents intervenus en juin et en octobre de l'année 2005. Le premier cas fait référence à une formation rapide de fortes cellules orageuses. Les résultats tomographiques nous montrent que la vapeur d'eau précède la perturbation et joue un rôle dans la formation et l'entretien de ces cellules. En effet, les densités sont élevées bien avant que le front dépressionnaire ne soit sur le domaine GPS considéré. De plus, nous avons pu voir des bulles d'humidité proches des cellules à fortes précipitations et qui semblent servir de réservoir. Le



dernier phénomène que nous avons pu mettre en avant nous montre que, dans ce cas précis, l'humidité était précipitée au sol en même temps que les précipitations par lessivage. Nous retrouvons donc une atmosphère sèche après le passage de la perturbation. Le deuxième cas quant à lui nous montre un front très stratiforme avec des précipitations faibles. Dans ce cas, l'humidité ne précède pas la perturbation mais arrive avec celle-ci. Les faibles pluies (vraisemblablement de la bruine) saturent totalement l'air d'humidité. Il n'y a pas, comme dans le cas précédent, de baisse de densité de vapeur d'eau au fur et à mesure que les précipitations arrivent au sol. Au contraire, nous observons un déplacement de l'humidité avec la bande précipitante à travers tout le pays. La campagne de mesure GPS conduite en Belgique nous a donc permis de retrouver deux cas distincts de variation de l'humidité en fonction des données radars que nous avons grâce au radar de Wideumont. Ce réseau nous a donc permis de tester notre logiciel pour des résultats plus grandes échelles. La couverture GPS a été excellente et les résultats différents de ceux observés dans le cadre de la campagne française. Par extrapolation des tests de sensibilités et des erreurs calculées aux cours de ceux-ci, nous pouvons estimer l'erreur faites sur les résultats à environ  $1\text{g/m}^3$  (hors effet de bords). Ces erreurs restent donc tout à fait dans la marge d'erreur observée par d'autres systèmes tels les radiomètres ou les lidars. Le réseau belge nous a permis d'étudier la vapeur d'eau sur une échelle plus grande sans toutefois pouvoir étudier son déplacement lié au relief. C'est pourquoi nous avons également participé à la campagne COPS.

Le chapitre 7, dernier volet de recherche concernant cette thèse, s'inscrit dans le cadre de la campagne COPS. Cette campagne nous a avant tout permis de conduire des travaux tomographiques en utilisant d'une part des ZTD et d'autre part des STD dans le cadre d'une coopération avec le GFZ de Potsdam. Comme nous avons pu le montrer, les différences entre les résultats tomographiques utilisant l'une ou l'autre de ces données sont minimales. Toutefois, l'impact sur les temps de calcul n'est pas négligeable. Au niveau des perspectives, il serait toutefois intéressant de conduire des tests de sensibilités plus complets sur l'utilisation de ces deux données distinctes. Ce chapitre expose trois cas distincts de situations atmosphériques différentes étant intervenues les 1 et 2 juillet 2007, les 19 et 20 juillet 2007 ainsi que les 12 et 13 août 2007. Les résultats tomographiques ont permis de confirmer des résultats que nous avons trouvés concernant la tomographie belge. En effet, nous avons pu constater que certains cas présentaient une humidité importante avant le déclenchement des précipitations. D'autres nous ont permis au contraire de montrer que l'humidité n'était présente que lorsque les cellules précipitantes se développaient sur le domaine GPS. Enfin, cette campagne nous a

permis de montrer le rôle du relief de la Forêt-Noire et des Vosges dans le déplacement de l'humidité. Les accumulations d'humidité que nous avons pu mettre en évidence coïncident avec les précipitations observées par les radars Poldirad et bande X. Comme nous l'avons indiqué précédemment, ces travaux ont été réalisés dans le cadre d'une collaboration avec le GFZ. Une des perspectives à cette campagne serait d'effectuer des comparaisons entre la tomographie obtenue au LaMP et la tomographie obtenue au GFZ puisque ces deux laboratoires n'utilisent pas les mêmes algorithmes. Des comparaisons préliminaires non exposées dans cette thèse ont déjà été réalisées mais un travail plus approfondi permettrait de mettre en place une stratégie tomographique commune dans l'étude des cas COPS.

Nous avons donc pu voir à travers ces différents chapitres comment s'articulait la tomographie GPS de son développement à l'utilisation en campagne. Cette thèse a permis le développement complet d'un logiciel de tomographie accompagné de tests de sensibilité et de mise en situation sur des campagnes de mesures variées. Nous avons montré le potentiel de cet outil mathématique au service de la recherche atmosphérique en essayant de comprendre plus précisément le rôle de la densité de vapeur d'eau dans l'étude de systèmes précipitants complexes et variés. Ces travaux pourraient ainsi être des résultats préliminaires afin de mettre en évidence le caractère « précurseur » de la vapeur d'eau dans l'initiation convective. Une première catégorie pourrait concerner les cellules précipitantes existant grâce à la présence d'humidité sur le réseau avant leurs formations avec une diminution importante de la vapeur d'eau (entraînée au sol) au fur et à mesure du développement des cellules orageuses et des précipitations. Une seconde catégorie pourrait concerner les fronts plus stratiformes avec de faibles pluies saturant d'humidité l'atmosphère avoisinante en corrélation avec le déplacement de ces cellules. Les perspectives que nous avons énoncées dans ces conclusions permettraient de comprendre encore mieux les caractéristiques intrinsèques de la tomographie afin de pouvoir apporter des résultats les plus justes possibles. La dernière perspective à évoquer concerne le développement du système Européen Galileo. Le déploiement dans le futur de ce système de positionnement aura pour conséquence la multiplication des satellites et donc la multiplication des informations exploitables par la tomographie, ainsi que des caractéristiques de signal moins bruitées et donc l'opportunité d'opérer de façon sûre avec les STD. Les résultats que nous serons en mesure d'attendre seront donc bien meilleurs que ceux présentés aujourd'hui puisque le nombre de rais traversant les voxels et à l'origine du caractère partiellement déterminé du problème sera multiplié par 2. Cela permettra donc

d'augmenter la résolution des cartes tomographiques et d'étudier plus dans le détail le lien entre la densité de vapeur d'eau et les précipitations.

## Références

- Baltink H.K., van der Marel H., van der Hoeven A.G.A., (2002), Integrated atmospheric water vapor estimates from a regional GPS network, *J. Geophys. Res.*, 107(D3), 4025, doi:10.1029/2000JD000094.
- Battan, L.J. (1973), *Radar observation of the atmosphere*, The university of Chicago Press, Chicago, USA.
- Berenguer M., Sempere-Torres D., Corral C., Sánchez-Diezma R, 2006: A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 23, 1157-1180.
- Bevis M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, and R. H. Ware (1992), "GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System", *Journal Geophys. Res.*, 103, 15787-15801.
- Bevis M., S. Businger, S. Chiswell, T. A. Herring, R. A. Anthes, C. Rocken, and R. H. Ware (1994), "GPS Meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water", *Journal of Applied Meteorology*, 33, 379-386.
- Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning, and H. Schuh (2006), Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07304, doi:10.1029/2005GL025546.
- Boehm J., Werl B., and Schuh H. (2006), Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, *J. Geophys. Res.*, 111, B02406, doi:10.1029/2005JB003629.
- Businger S., S.R. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R.A. Anthes, C. Rocken, R.H. Ware, M. Exner, T. VanHove, and F. Solheim (1996), "The promise of GPS in atmospheric monitoring". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 77, pp. 5-18.
- Champollion C., Masson F., Bouin M.-N., Walpersdorf A., Doerflinger E., Bock O., van Baelen J., (2005), GPS water vapour tomography: preliminary results from the ESCOMPTE field experiment, *Atm. Res.*, Vol. 74, Issues 1-4, pp 253-274.
- Champollion C. (2005): Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies 3D) – Application aux précipitations intenses, Doctoral thesis, Université de Montpellier II Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 15 Novembre.
- Chen G., and Herring T. (1997): Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *J. Geophys. Res.*, 102, (B9), 20489–20502.
- Clark, T.L., 1977: A small-scale numerical model using a terrain following coordinate transformation. *J. Comput. Phys.*, 24, 186-215.

- Clark, T.L., 1979: Numerical simulations with a three-dimensional cloud model: lateral boundary condition experiments and multi-cellular severe storm simulations. *J. Atmos. Sci.*, 36, 2191-2215.
- Clark, T. L. and Hall, W.D, 1996: On the design of smooth, conservative vertical grids for interactive grid nesting with stretching. *J. Appl. Meteor.*, 35:1040-1046.
- Davis, J., T. Herring, I. Shapiro, A. Rogers, and G. Elgered (1985), "Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length", *Radio Sci.*, 20, 1593-1607.
- Duan J., Bevis M., Fang P., Bock Y., Chiswell S., Businger S., Rocken C., Solheim F., van Hove T., Ware R., McClusky S., Herring T.A., King R.W., (1996), GPS Meteorology: Direct Estimation of the Absolute Value of Precipitable Water. *J. Appl. Meteor.*, 35, 830–838.
- Elósegui P., Ruis A., Davis J.L., Ruffini G., Keihm S.J., Bürki B., Kruse L.P., (1998), An experiment for Estimation of the spatial and Temporal Variations of Water Vapor Using GPS Data, *Phys. Chem. Earth*, 23, 1, 125-130.
- Emardson, T. R., and H. J. P. Derks (1999), On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere, *Meteorological Applications*, 6, 1-12.
- Flores A. (1999), Atmospheric Tomography using satellite Radio Signals, Doctoral thesis, Departament de Teoria del Senyal i Comunicacions, Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Telecomunicacions de Barcelona, Univ. Politècnica de Catalunya, Institut d'Estudis Espacials de Catalunya, IEEC-CSIC, Barcelona, October.
- Flores A., Ruffini G., Rius A., (2000), 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays, *Annales Geophysicae*, 18, 223–234.
- Gradinarsky L.P., and Jarlemark P. (2004), Ground based GPS tomography of water vapor: analysis of simulated and real data. *Journal of the Meteorological society of Japan*, vol. 82, (1B), pp. 551-560.
- Guerova G., Bettems J.-M., Brockmann E., Matzler Ch. (2005): Assimilation of COST 716 Near-Real Time GPS data in the nonhydrostatic limited area model used at MeteoSwiss. *Meteorology and atmospheric physics*.
- Hirahara K., (2000), Local GPS tropospheric tomography, *Earth Planets Space*, 52, 935–939.
- Kerry K.E. and Hawick K.A., 1997: Spatial interpolation on distributed, High-Performance Computers. DHCP Technical Report DHCP-015, Department of Computer Science, University of Adelaide.
- King, R. W. and Y. Bock (2000); Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software, release 10.0, Departement of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology-Scripps Institution of Oceanography University of California at San Diego.

- Lee G., Cho Y.H., Kim K.E, Zawadzki I., 2005: Identification and removal of non precipitation echos using the characteristics of radar echoes. *32nd Conference on Radar Meteorology*, Albuquerque, NM., USA.
- Liou Y.-A., Huang C.-Y., Teng Y.-T., (2000), Precipitable water observed by ground-based GPS receivers and microwave radiometry, *Earth Planets Space*, 52, 445-450.
- Marshall J.S., Palmer W.M., (1948), “The distribution of raindrops with size”, *Journal of Meteorology*, 5, 165-166.
- Mazany R.A., Businger S., Gutman S.I., Roeder W., (2002), A Lightning Prediction Index that Utilizes GPS Integrated Precipitable Water Vapor. *Wea. Forecasting*, 17, 1034–1047.
- Mendes V.B., Prates G., Santoa L., Langley R.B., (2000), An evaluation of the accuracy of models for the determination of the weighted mean temperature of the atmosphere. *Proceedings of ION 2000, National Technical Meeting, Anaheim, CA, USA*, pp. 433–438.
- Menke W. (1989), *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, London, United Kingdom.
- Nicol J., Delrieu G., Faure D., Tabary P., 2004: Radar observation of intense rain vents during the Bollène 2002 experiment. *Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*. Melbourne, Australia.
- Niell, A.E. (1996), Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101, B2, 3227-3246.
- Niell A.E., (2000), Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS, *Earth Planets Space*, 52, 699-702.
- Nilsson T., and Gradinarsky L. (2006), Water vapor tomography using GPS Phase Observation: simulation results, *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, vol 44, n°10.
- Pacione R., Fionda E., Ferrara R., Lanotte R., Sciarretta C., Vespe F. (2002), Comparison of atmospheric parameters derived from GPS, VLBI and a ground-based microwave radiometer in Italy, *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 309-316.
- Reverdy M., Van Baelen J., (2006), Estimation des paramètres atmosphériques à partir des signaux GPS, CNES contract n°04/CNES/1928-4.
- Reverdy M., Van Baelen J., (2007), Estimation des paramètres atmosphériques à partir des signaux GPS, CNES contract n°04/CNES/1928-5.
- Rocken C., Hove T.V., Johnson J., Solheim F., Ware R., Bevis M., Chiswell S., Businger S., (1995), GPS/STORM—GPS Sensing of Atmospheric Water Vapor for Meteorology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 468–478.

- Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, *The use of Artificial Satellites for Geodesy, Vol. 15, Geophysical Monograph*, 247-251, Am. Geophys. Un., Washington D.C., USA.
- Tarantola A. (2005), *Inverse Problem Theory and methods for model parameter estimation*, Society for industrial and applied mathematics, Philadelphia, USA.
- Tregoning P., Boers R., O'Brien D., Hendy M., (1998), Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 103(D22), 28,701–28,710.
- Troller M., Geiger A., Brockmann E., Bettems J.-M., Burki B., and Kahle H.-G. (2006), Tomographic determination of the spatial distribution of water vapour using GPS observations, *Adv. Space Res.*, 37, 2211–2217.
- Tsuda T., Heki K., Miyazaki S. Aonashi K., Hirahara K., Nakamura H., Tobita M., Kimata F., Tabei T., Matsushima T., Kimura F., Satomura M., Kato T., Naito I., (1998), GPS meteorology project of Japan -Exploring frontiers of geodesy-, *Earth Planets Space*, 50(10), i-v.
- Van Baelen Joel. (1990), Comparison of Clear Air Atmospheric Radar Techniques For the Study of Atmospheric Dynamics in The Troposphere and the Stratosphere, Doctoral thesis, University of Colorado and National Center for Atmospheric Research, Boulder, USA.
- Van Baelen, J., J-P Aubagnac, A. Dabas (2005), Comparison of near real-time estimates of integrated water vapor derived with GPS, radiosondes, and microwave radiometer, *J. of Atmosph. Ocean Techn.*, 22, 201-210.
- Walpersdorf A., Calais E., Haase J., Eymard L., Desbois M., Vedel H., (2001), Atmospheric Gradients Estimated by GPS Compared to high Resolution Numerical Weather Prediction (NWP) Model, *Phys. Chem. Earth (A)*, 26, 3, 147-152.
- Walpersdorf A., Bock O., Doerflinger E., Masson F., Van Baelen J., Somieski A., Bürki B., (2004), Data analysis of a dense GPS network operated during the ESCOMPTE campaign: first result, *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 201-211.
- Wesson S.M., Pegram G.G.S., 2004: Radar rainfall image repair techniques. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(2), 220-234.

## Résumé

La vapeur d'eau atmosphérique joue un rôle important dans les processus météorologiques. Toutefois, sa variabilité spatio-temporelle a été un frein à son étude jusque dans les années 90. A partir de cette date, des chercheurs ont pu mettre en évidence le potentiel du GPS (Global Positioning System) comme instrument pouvant étudier l'humidité. Les résultats obtenus peuvent être de deux types. Une distribution 2D de l'humidité grâce aux valeurs intégrées au-dessus d'un réseau de station GPS ou une distribution 3D de la densité de vapeur d'eau au moyen de logiciel tomographique. Dans un premier temps, ce travail de thèse présente le développement, les tests et la validation d'un logiciel de tomographie troposphérique GPS développé au sein du Laboratoire de météorologie physique pour la communauté scientifique GPS. Ce logiciel fonctionne grâce au seul apport des données GPS brutes (type rinex) ainsi que des fichiers météorologiques au sol. Aucune contrainte externe n'est nécessaire afin de retrouver la distribution 3D de la densité de vapeur d'eau. Ce travail présente dans un second temps l'application opérationnelle de ce logiciel à travers trois campagnes de mesures. Les premiers résultats tomographiques concernent la campagne OHMCV (Observatoire Hydrométéorologique des Cévennes-Vivaraïs) qui a eu lieu à l'automne 2002 dans le sud de la France. Les seconds résultats tomographiques concernent le réseau GPS permanent de l'IRMB (Institut Royal Météorologique de Belgique) à travers différents cas de l'année 2005. Enfin, les troisièmes résultats tomographiques concernent la campagne COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) qui a eu lieu pendant l'été 2007 en Europe. Les différents résultats tomographiques ont fait l'objet d'une comparaison avec des données provenant de plusieurs radars météorologiques afin de mieux appréhender le rôle de la vapeur d'eau comme précurseur de l'initiation convective.

## Abstract

The atmospheric water vapor plays an important role in meteorological processes. However, its spatial and temporal variability has been a brake on its study up to the 90s. From then on, researchers were able to highlight the potential of GPS (Global Positioning System) as an instrument to study the humidity. Two different results can be found. A 2D distribution of humidity through integrated values over a GPS network or a 3D distribution of the density of water vapor through tomographic GPS software. First, this thesis explains the development, the tests and the validation of our GPS tomographic software developed in the Laboratory for meteorological physics (LaMP, France) dedicated to the scientific GPS community. This software uses only GPS data from rinex files and complementary files from ground meteorological data. No external constraints are used in order to retrieve the 3D repartition of water vapor density. Then, this thesis presents operational applications of the software through three GPS campaigns. The first tomographic results concern OHMCV (Observatoire Hydrométéorologique des Cévennes-Vivaraïs) GPS campaign which took place in autumn 2002 in southern France. The second tomographic results concern the permanent GPS network of IRMB (Royal Meteorological Institute of Belgium) through various cases in 2005. Finally, the third tomographic results concern COPS campaign (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) which took place during the summer of 2007 in Europe. All those tomographic results have been compared with reflectivity data from several weather radar to better understand the role of water vapor as a precursor of convective initiation.